

# 岩石鉱物鉱床学会誌

第四十四巻 第四号

昭和三十五年八月一日

## 研究報文

長石の赤外線吸収 .....	大 森 啓 一
焼成蛭石の化学組成 .....	{大 森 啓 一 今 野 弘
愛媛県柳谷村産弱変成輝緑凝灰岩中の藍閃石質角閃石 .....	岩 崎 正 夫
仙台市三滝産玄武岩中の球状岩 .....	宇留野 勝 敏
松尾鉱山第4鉱体の鉱物、特に辰砂に就いて .....	鈴 木 敏 明
富山県八尾町の緑色凝灰岩中の粘土鉱物 .....	兼 松 四 郎
日高国幌満川中流の黒雲母混成岩に伴うノーライト・ハイパ ライト化作用 (II) .....	浅 井 宏

## 会 報

昭和 35 年度秋季例会及び見学旅行予告、会費納入の件、会員動静、投稿規定

## 新 刊 紹 介

- Mineral equilibria at low temperature and pressure. By Robert M. Garrels
- Elements of crystallography and mineralogy. By E. Alton Wade and R. B. Mattox
- Geology of the industrial rocks and minerals. By Robert L. Bates
- 北海道の地下資源

## 抄 録

鉱物学及び結晶学	シリカ同型の高圧領域	他 5 件
岩石学及び火山学	Adirondack 山地北西部の準片麻岩の増進変成作用と花崗岩化作用	他 6 件
金 属 鉱 床 学	錫石及びその随伴鉱物中の inclusion	他 3 件
石 油 鉱 床 学	石油探査哲学	他 2 件

東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室内

日本岩石鉱物鉱床学会

昭和 35 年度秋季例会及び見学旅行予告

下記次第により学術講演会並びに見学旅行を開催します。

時 昭和 35 年 10 月 19 日 (水), 20 日 (木)

場 所 京都大学湯川記念館 (基礎物理学研究所) (京都市左京区北白川追分町)  
京都大学楽友会館 (京都市左京区吉田近衛町)

第 1 日 (10 月 19 日) (水)

学術講演 (9.30 より) 討論会 (15.30 より) 夜間小集会 (18 時より)

第 2 日 (10 月 20 日) (木)

特別講演 (10.00 より) 国際学会の報告 (11.00 より) 懇親会 (13.00 より)

見 学 10 月 21 日 (金)

(詳細は同封の印刷物を御覧下さい)

会費納入の件 本年度会費 500 円を本会 (振替仙台 8825 番) 宛至急お納め下さい。  
未納分は曩に直接お知らせしましたが、特に多額に滞納されている方は、至急お納め下さらないと、会誌の発行が停止されますので御注意下さい。

会員動静 [新入会] 長谷川潔 (札幌市中島公園道立地下資源調査所), 東京学芸大学  
付風図書館小金井分館 (東京都小金井市貫井北町)

[転勤及び転居] 津留和子 (熊本市出水町今 700 原方), 古賀邦彦 (東京都杉並区天  
沼 1 の 191 双葉寮), 三好 一 (東京都文京区本郷 6 丁目 昭和鋳業 K. K), 菅 清康  
(北海道千歳市美笛千歳鋳山), 藤田 勇雄 (静岡県賀茂郡賀茂村 久須慈眼寺), 仲井 豊  
(岡崎市明大寺町菩提円 3)

## 研 究 報 文

### 長 石 の 赤 外 線 吸 収

#### Infrared absorptions of feldspars

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)\*

#### 1. 序

長石族鉱物の赤外線吸収のうち、斜長石については1956年<sup>1)</sup>に、又加里長石については1957年<sup>2)</sup>に Laves と Hafner によつて研究され、これより種々の理論的に可能な不整状態の型が考察された。この種の研究は珪酸塩鉱物中で極めて重要であるに拘らず、本邦産長石類について行われたものが乏しいので、こゝに主なる数種について記すことにする。

#### 2. 実 験 試 料

こゝに記す実験試料は次の9種である。

##### (A) 加里長石

- No. 1. 岐阜県苗木産正長石 (ペグマタイト)
- No. 2. 福島県石川産パーサイト (ペグマタイト)
- No. 3. 朝鮮咸北道明川産月長石 (火山岩の斑晶)

##### (B) 斜 長 石

- No. 1. Alp Ruschuna 産曹長石 (晶洞)
- No. 2. 長野県小県郡塩田町前山産中性長石 (斜長石英粗面岩)
- No. 3. 中硫黄島元山産中性長石 (火山よりの抛出)
- No. 4. 硫黄島産中性長石 (火山より抛出)
- No. 5. 樽前火山産灰長石 (火山より抛出)
- No. 6. 三宅島産灰長石 (火山より抛出)

#### 3. 実 験 装 置 と 方 法

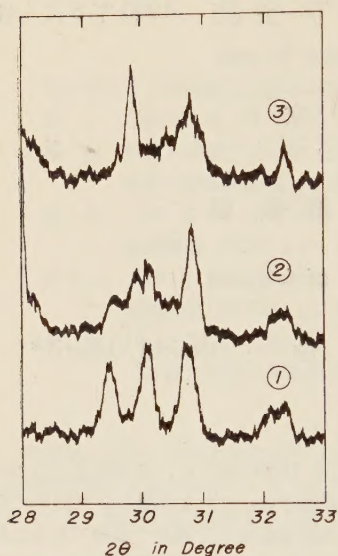
実験装置は Perkin-Elmer 21 型 複光束自記式赤外線分光器で、これは吸収率 (又は

\* 東北大学理学部岩鉱教室

1) Laves, F. and Hafner, St., Z. Krist. **108**, 52-63, 1956.

2) Hafner, St. and Laves, F., Z. Krist. **109**, 204-225, 1957.

第 1 図



透過率)が直接正確に求められるので優れている。又波数(従つて振動数)が等間隔に記録されるものと、波長が等間隔に記録されるものの両式があるが、こゝに使用したのは前者である。

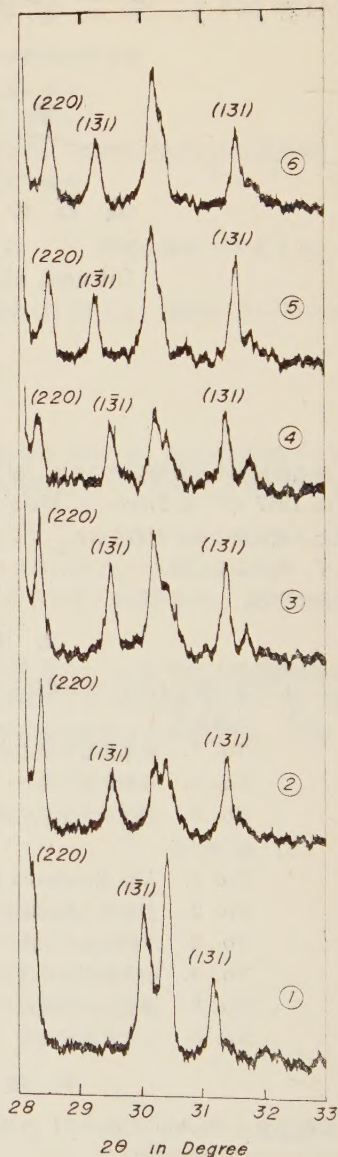
試料は先ず 200 メッシュの細かい粉末にし、この少量を KBr の細かい白色粉末に混ぜ、真空中で高圧をかけて圧縮し、透明な円盤を作る方法によつた。これは良い吸収曲線を与え、また定量分析にも利用できるもので、所謂 Nujol 法(Nujol と試料をこねて結晶板にはさむ方法)よりも優れている。

#### 4. X 線粉末廻折曲線

この赤外線分析を行うに先だつて、理学電機製 geigerflex で、X 線粉末廻折曲線を求めた。上記加里長石の結果を第 1 図に、また斜長石の結果を第 2 図に掲げる。X 線源には

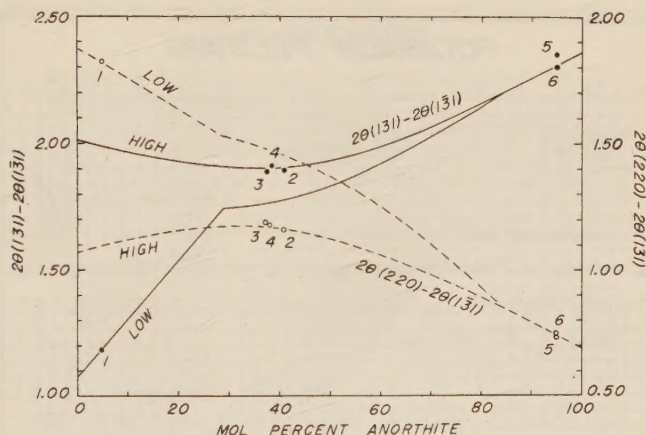
Cu  $K_{\alpha}$  (フィルター Ni) を用い、電圧 30kV, 電流 10mA, scale factor 8, multiplier 1, time constant 2 秒, rate 毎分 1°, divergent slit 1°, scatter slit 1°,

第 2 図





第 3 図



receiving slit 0.2mm である。

次に第 2 図に示した斜長石の廻析曲線から、成分を推定した。こゝに採用した方法は Smith と Yoder<sup>1)</sup> の述べた、(131), (131) 及び (220) 線の  $2\theta$  から、 $2\theta(131)-2\theta(131)$  と  $2\theta(220)-2\theta(131)$  の角を求め、第 3 図から成分を定める方法である。この結果、斜長石 No. 1 は低温型 (整型) 5% An 曹長石, No. 2, 3 及び 4 はそれぞれ 41% An, 37% An 及び 38% An 高温型 (不整型) 中性長石, No. 5 及び 6 は 95% An 灰長石であることが判明した。

第 1 図の加里長石の曲線も標式的の廻析曲線と一致している

### 5. 赤 外 線 吸 収 曲 線

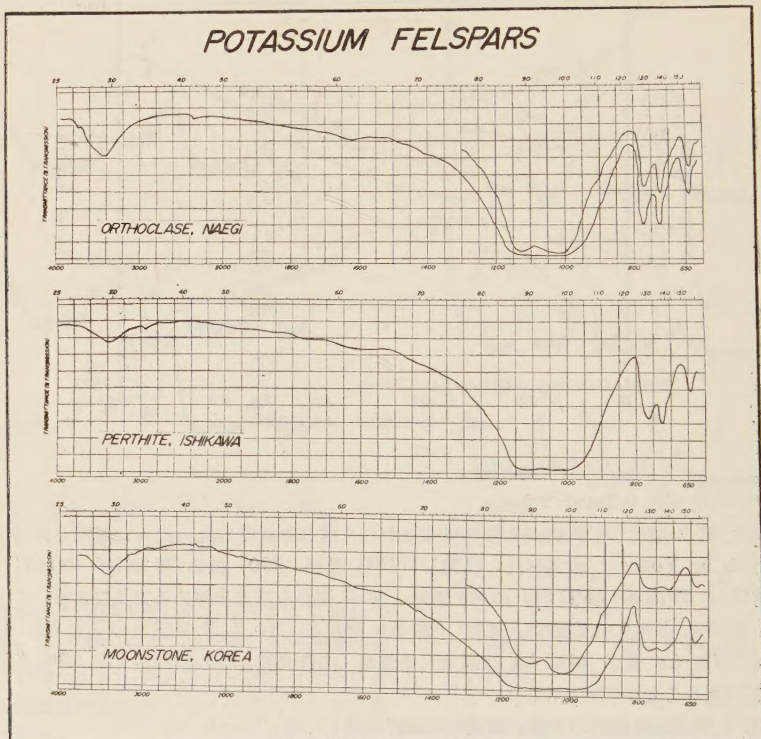
次に上記の方法で得た加里長石及び斜長石の赤外線吸収曲線をそれぞれ第 4 図及び第 5 図に掲げる。これら両図に共通な特徴は  $9.5$  乃至  $10.5\mu$  に表われた大きな吸収曲線であつて、これは  $(\text{SiO}_4)^{4-}$  四面体の振動に基づき、珪酸塩鉱物の特性吸収曲線である。既報<sup>2)</sup> の如く、磷酸塩鉱物では  $(\text{PO}_4)^{3-}$  四面体の振動の吸収が  $9.0$  及び  $9.5\mu$  に表われ、又硫酸塩鉱物では  $(\text{SO}_4)^{2-}$  四面体の吸収が  $8.5$  及び  $9.2\mu$  に表われる。これらの波長の違いは四面体の中心を占める Si, P 及び S イオンの半径がそれぞれ  $0.39\text{\AA}$ ,  $0.35\text{\AA}$ ,  $0.34\text{\AA}$  と少しずつ異なることによるものであろう。

加里長石ではこの大きな吸収 (これらの曲線が図の下端に達した時が吸収率は最大で 100%, 透過率はこの逆である) の右側、波長の長い部分にこれより少し吸収率の小さな 3 つの曲線が表われる。第 4 図から明かな様にこのうち左側の 2 つの曲線はほぼ同じ大きさであるが、右端の曲線はこれより小さい。

1) Smith, J.R. and Yoder, H.S., Am. Min. **41**, 632-647, 1956.

2) 大森啓一, 関 寿和: 岩鉱, **44**, 7-13, 昭 35.

## 第 4 図



斜長石では第 5 図から明かな様に、大きな吸収曲線の右端が曹長石で  $10.0\mu$ 、灰長石で  $10.8\mu$  と変化し、灰長石の方が大きい。これは灰長石の分子量が 278 で、曹長石の 262 よりも大きいことに基ずくものであろう。

更にこの右側に表われる吸収曲線の数と大きさは加里長石の場合と全く異なるので、これに注目することによつて斜長石を加里長石から区別することができる。又、これらが数多く明瞭に表われる場合と、ゆるやかな簡単な曲線として表われる場合があり、前者は低温型（整型）、後者は高温型（不整型）である。

これらを更に比較検討するため、既報<sup>1)</sup>の赤外線吸収曲線を同じ型の図に書き改めると第 6 図となる。これより吸収端を波長で読んで表示すると、第 1 表に示した様になり、

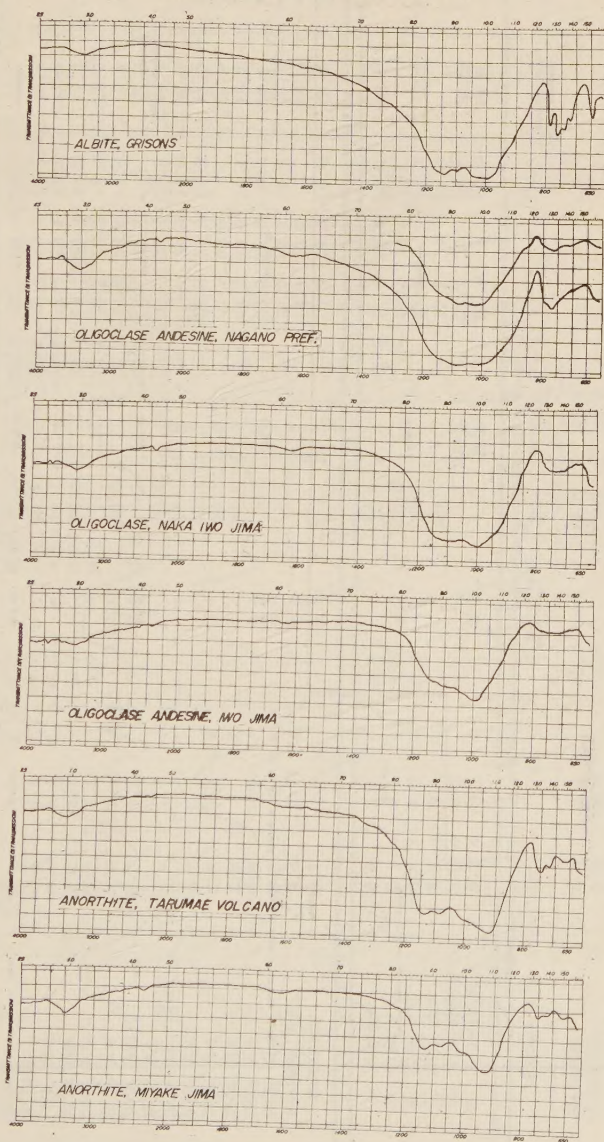
1) Laves, F. and Hafner, St., Z. Krist. **108**, 52-63, 1956.

Hunt, J.M. and Turner, D.S., Anal. Chem. **25**, 1169-1174, 1953.

Hunt, J.M., Wisherd, M.P. and Bonham, L.G., Anal. Chem. **22**, 1478-1497, 1950.

第 5 図

PLAGIOCLASES



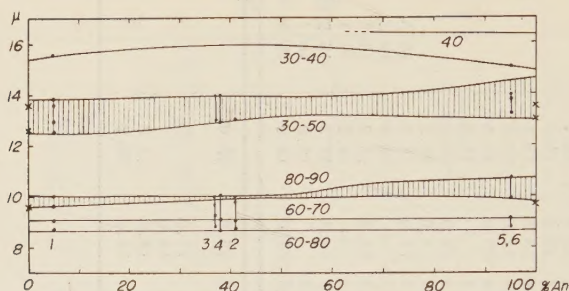








第 7 図



斜長石を 6 つの群に分けることができる。これらの吸収曲線は斜長石の化学成分の変化に関係なく常に同じ波長に表われるものと、少しずつ異なる波長に変化するものの 2 つに大別される。この後者に注目すると、第 7 図に示したようにして、斜長石の成分を推定することができ、この結果は X 線粉末廻析曲線から得られた結果と一致している。

特に吸収曲線の形に注目することによつて、上述の様に斜長石を高温型と低温型に区別し得ることは興味深いものと云い得べく、No. 1 は低温型、No. 2, 3 及び 4 は何れも高温型斜長石に属する。

## 新 刊 紹 介

**Mineral equilibria at low temperature and pressure.** By Robert M. Garrels, 近年地球化学の分野で鉱物の低温低圧下の平衡関係が論ぜられつゝあり、筆者はこの参考書として過去 3 カ年間 Harvard 大学で講義した経験に基づいて、7 章から成る本書を著した。先ず第 1 章序論で基礎的概念を述べ、第 2 章で Activity-concentration relations を論じ、次いで第 3 章 Carbonate equilibria, 第 4 章 Measurement of Eh and pH, 第 5 章 Partial pressure diagrams, 第 6 章 Eh-pH diagrams を多数の図を用いて詳しく説明した後、この Eh-pH 図の地質学的応用を第 7 章で述べている。取扱つた鉱物は酸化鉱物、硫化鉱物、炭酸塩鉱物、珪酸塩鉱物等で、特にウラン鉱物、バナチウム鉱物、マンガン鉱物、或いは水成鉱物等を詳しく記し、参考になる点が多い。学生及び研究者に広く推薦する。(本文 254 頁, Harper & Brothers, N. Y. 1960 年発行 \$ 6.00)

[大 森]

## 焼 成 蛭 石 の 化 学 組 成

Chemical compositions of the heated vermiculites  
from Fukushima Prefecture

大 森 啓 一 (Keiichi Omori)\*

今 野 弘 (Hiroshi Konno)\*

## 序 言

福島県石川郡小高及び雲水峯産 Mg 蛭石の産状、化学組成等についてはさきに報告した<sup>1)</sup>。この焼成物の化学組成及びこの蒸溜水に対する可溶性成分についてここに述べよう。尚、比較のために石川産花崗岩中の含水黒雲母の焼成物について、同じ実験を行つたので、併記することにする。前者の焼成物は白色を呈し、後者は金色を呈すので、夫々白色蛭石及び金色蛭石と呼ばれることがある。

## 試 料 と 実 験 結 果

これらの焼成物はもろいので、直接瑪瑙乳鉢で粉碎し、これを試料として化学分析を行つた。この結果は夫々第 1 表及び第 2 表の通りである。表の (1) は焼成物の分析結果、(2) は溶出物の分析結果である。

焼成物では分析結果から明らかなように  $\text{FeO}$  は殆んどなく、 $\text{Fe}^{2+}$  は  $\text{Fe}^{3+}$  に變つてゐる。結晶水は大半失われ、従つて  $\text{H}_2\text{O}(+)$  は少ない。

次に可溶性物質の化学組成を求めるために、Mg 蛭石の焼成物では 20.0034 gr、含水黒雲母の焼成物では 20.0057 gr をビーカーにとり、これに蒸溜水を加え、湯煎上で約 10 時間加温した。これら溶出液の PH は 6.4 で、濾過すると濾液は白濁した。これはペプチゼーション (peptization) によるものである。即ち焼成物が分散してコロイド粒子になるためである。このコロイド粒子は濾紙を通り抜けるので、これを防ぐために少量の希塩酸を加え、濾紙の PH を 5 にし、ガラスフィルターによつて濾過した。この濾液を磁性蒸発皿にとり、湯煎上で蒸発せしめ、液量が少なくなつた時白金皿に移し、更に蒸発乾涸を続け、完全に乾涸後、乾燥器中で  $110^\circ\text{C}$  に乾燥した。この乾燥物は溶出物に該当する。ここに Mg 蛭石焼成物の溶解率は試料 20.0034 gr に対して 2.44%、含水黒雲母焼成物の溶解率は試料 20.0057 gr に対して 1.12% で、前者の溶解度は後者より大きい。

## 溶 出 率

この乾燥物を試料にして通常の方法で化学分析を行つた結果は第 1 表及び第 2 表の (2) である。次に (3) はそれぞれの試料中に含まれる各酸化物の重量を示す。又 (4) は同じ

\* 東北大学理学部岩鉱教室

1) 大森啓一：鉱物誌，3，478-485，1958。



第 1 表 Mg 蛭石焼成物

	(1) 焼成物 (wt%)	(2) 溶出物 (wt%)	(3) 20.0034 gr に対する		(5) 溶出率 (%)
			焼成物の gr 数	溶出物の gr 数	
SiO <sub>2</sub>	39.28	8.95	7.8573	0.0422	0.53
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.02	0.1340	0.0001	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.06	1.05	2.6124	0.0050	0.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.34	0.10	1.8683	0.0005	0.02
FeO	0.42	n. d	0.0840	—	—
MgO	26.25	21.37	5.2509	0.1008	1.91
CaO	tr	0.93	—	0.0043	—
MnO	0.17	0.13	0.0340	0.0006	1.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	none	0.0160	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.98	0.72	0.1960	0.0012	0.58
K <sub>2</sub> O	0.35	0.34	0.0700	0.0006	0.78
H <sub>2</sub> O(+)	5.27	46.76	—	—	—
H <sub>2</sub> O(-)	4.81	19.74	—	—	—
Total	100.68	100.11	—	—	—

第 2 表 含水黒雲母焼成物

	(1) 焼成物 (wt%)	(2) 溶出物 (wt%)	(3) 20.0057 gr に対する		(5) 溶出率 (%)
			焼成物の gr 数	溶出物の gr 数	
SiO <sub>2</sub>	39.90	7.61	7.9823	0.0218	0.27
TiO <sub>2</sub>	3.04	0.02	0.6082	0.0001	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.66	2.25	3.3329	0.0065	0.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.87	0.11	4.3752	0.0003	0.01
FeO	0.29	n. d	0.0580	—	—
MgO	7.76	10.22	1.5524	0.0294	1.89
CaO	0.73	4.65	0.1460	0.0134	9.17
MnO	0.18	0.16	0.0360	0.0005	1.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	tr	0.0280	—	—
Na <sub>2</sub> O	0.92	0.40	0.1841	0.0012	0.62
K <sub>2</sub> O	4.75	1.18	0.9503	0.0034	0.35
H <sub>2</sub> O(+)	2.43	46.61	—	—	—
H <sub>2</sub> O(-)	1.71	26.94	—	—	—
Total	100.38	100.15	—	—	—

点の試料から水に溶出した各酸化物の重量を示す。従つてこれらの比即ち (4)/(3) を (5) として示すと、これは各酸化物の溶出率を示すことになる。

Mg 蛭石焼成物と含水黒雲母焼成物の溶出率を比較すると、各酸化物即ち各陽イオンの溶出率はそれぞれ近似している。即ちこれを溶出率の大きい方から示すと、アルカリ土類金属 (Ca, Mg), アルカリ金属 (Na, K), Si, Al で Fe, Ti 及び P は殆んど溶けない。

## 愛知県柳谷村産弱変成輝緑凝灰岩中の藍閃石質角閃石

Glaucophanic amphibole in the weakly metamorphosed schalstein from Yanadani-mura, Ehime Prefecture.

岩 崎 正 夫 (Masao Iwasaki)\*

**Abstract:** Glaucophanic amphibole was found in the weakly metamorphosed schalstein (metamorphosed calcareous tuff of basic composition) of the zone of Palaeozoic sediments in Sikoku. In the amphibole, optic plane is normal to (010) with  $b = Z$  and  $c \wedge X$  is small. Chemical composition of the amphibole is given in Table 1. It is obvious that the amphibole belongs to the riebeckite-glaucophane group. And a brief discussion on the genesis of host rock is given.

## 1. 序

愛媛県上浮穴郡柳谷村鉢部落附近の古生層の片状輝緑凝灰岩中に藍閃石質角閃石があり、その藍閃石質角閃石は、 $b=Z$ 、光軸面は(010)に垂直で、Cの方向にX軸が来ることを見出した。この鉱物の化学成分はリーベカイト——グローコフェンの系列に属し、アーフヴェドソナイト分子を含有することが分つた。

この報文で取扱つた地域の地質図は、1958年夏京都大学中山勇、徳島大学佐藤博孝とともに作製したもので、調査の機会を与えられた深田地質研究所及び同行された中山、佐藤両氏に感謝する。また、室内作業の一部は1959年に、東大理学部地質学教室で行つた。御援助、御協力をいただいた同教室岩石学講座の諸氏に感謝する。

## 2. 地 質

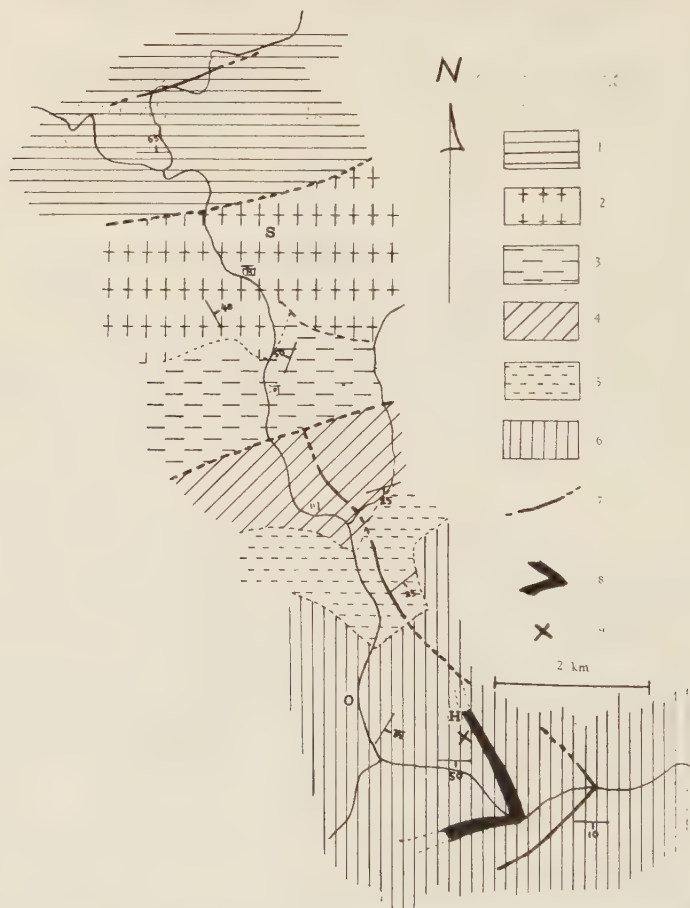
標本採集地点は、地質図(第1図)に示してある。アルカリ角閃石は、鏡下で明瞭な紫色の軸色を示し、地質図に示した区域内では、緑色岩類(みかぶ型)中にも少量見出される。第1図から明かな様に含藍閃石片状輝緑凝灰岩は、一つづきの岩層で、かなり連続のよいものと思われる。この岩層を含めてこの地域の古生層は南方に傾斜しており、見掛け上、緑色岩類(みかぶ型)の上位になつている。緑色岩類(みかぶ型)の南北両側には、それぞれ約200m、及び400mの破碎帯があり、この破碎帯に沿つて顕著な地割りが観察される。地域の最北側の結晶片岩層(三波川系)は、北に急傾斜した岩層である。

## 3. 母 岩

この報文で取扱う角閃石を含有した母岩は、弱い片状構造を持つた不均質な輝緑凝灰岩で、片理の発達が悪く、片理面上の線片理も明瞭でない。普通の輝緑凝灰岩にくらべると

\* 徳島大学学芸学部地学教室

第 1 図 面河川流域三波川—御荷鉾地質概念図



- 1: 結晶片岩層 (三波川系) 2: 緑色岩類 (御荷鉾型) 3: 弱変成結晶片岩層  
 4: 輝緑凝灰岩とチャートの互層 5: 泥岩、硬砂岩の互層 6: 泥岩、輝  
 緑凝灰岩、砂岩をはさむ 7: 断層 8: 藍閃石輝緑凝灰岩層 9: 標準採集  
 地 S: 沢渡, O: 落出, H: 鉢

青色が勝り、堅硬である。

や、集塊岩質で、青緑色のマトリックス中に、暗青色の角礫質部が変形して存在する。角礫質部には、径 2~5mm の白色円粒を散点し、この円粒は、方解石—石英プールである。このプールは、時に薦状赤鉄鉱を包有して赤味を帯びることがある。

鏡下では、角礫質部とマトリックスとで、成分鉱物の組合せに差異はない。しかし藍閃



石質角閃石は角礫質部に多く、また、粗粒（柱長 0.1~0.2mm）である。

共生鉱物は、方解石、石英、曹長石、白雲母、緑泥石で、普通輝石残晶がある。少量のスティルプノメレン、赤鉄鉱、黄鉄鉱を伴う。

藍閃石のやゝ大きな結晶個体は、帯状構造を有し、中心部は残晶と考えられる褐色のカトフォライト質角閃石である。

方解石は多量で、主成分鉱物の 1 つとなっており、方解石を基地として、微細な、針状、羽毛状の藍閃石が一面に出来ている。藍閃石は、時に放射状集合となることがある。

鉱物組合せを見て注目すべき点は、緑簾石も、パンペリー石も、ローソン石も含有しないことである。

Table 1. Chemical composition of glaucophanic amphibole.

Wt. %		Atomic ratios for 0=23			
SiO <sub>2</sub>	50.99	Si	7.51	0.49	8.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.45	Al	0.95		
TiO <sub>2</sub>	1.95	Ti	0.22	0.46	1.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.42	Fe <sup>+3</sup>	1.16		
FeO	9.68	Fe <sup>+2</sup>	1.19		3.34
MnO	0.14	Mn	0.02		
MgO	9.69	Mg	2.13		
CaO	2.03	Ca	0.32		1.78
Na <sub>2</sub> O	4.95	Na	1.41		
K <sub>2</sub> O	0.25	K	0.05		
H <sub>2</sub> O-	0.10				
H <sub>2</sub> O+	4.22				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n. d.				
Total	99.87	Analyzed by H. HARAMURA			

#### 4. 角 閃 石 の 性 質

母岩の角礫質部からアイソダイナミックセパレーターとクレリチ液とを用いて藍閃石質角閃石を分離したが、この試料には、尚極く少量（2% 内外）の褐色カトフォライト質角閃石が含まれていた。

化学分析の結果を第 1 表に示す。これから算出した化学式は、略次の様になる。



これは、リーベカイトーグローコフェン系に属する<sup>1)</sup>が、Na が少ないことと、4 配位の位置に Al が入ることを除くとアーフヴェドソナイトに近い成分となり、光学的性質から判断して、アーフヴェドソナイト分子を相当量含んでいると考えられる。

粗粒の結晶個体の中心部をなす褐色のカトフォライト質角閃石も、周縁部の藍閃石質角閃石も、極めて分散が著しく、単色光を用いても、その消光位を正確には決定出来ない。

1) Miyashiro, A.: Journ. Fac. Sci., Tokyo Univ., 11, 57-83, 1957.

光学的性質は次の様である。

a. 周縁部の藍閃石質角閃石 (分析した試料)

$b=Z$ , 光軸面  $\perp (010)$ ,  $c \wedge X=8^\circ$  以下,  $2V=30^\circ \sim 50^\circ$  (分散が著しく,  $p \gg v$ , 正確には測定出来ない。光学性も正確には分らない)<sup>1)</sup>。

$\alpha=1.678 \pm 0.003$ ,  $\beta=1.676 \pm 0.004$ ,  $\gamma=1.684 \pm 0.003$ ,  $\gamma-\alpha=0.006$ 。

多色性:  $X=\text{青色}$ ,  $Y=\text{無色} \sim \text{淡褐色}$ ,  $Z=\text{紫色} \sim \text{暗青灰色}$ 。吸収:  $Z \geq X > Y$ 。

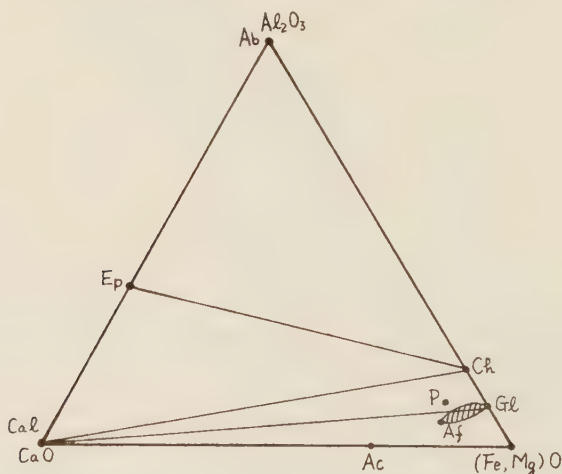
b. 中心部のカトフォライト質角閃石

$b=Y$ , 光軸面  $\parallel (010)$ ,  $c \wedge Z=ca 17^\circ$ ,  $\beta=1.698 \pm 0.003$ ,  $2V(-)=50^\circ \pm$ ,  $v > p$ 。

多色性:  $X=\text{淡褐色}$ ,  $Y=\text{赤褐色}$ ,  $Z=\text{緑色を帯びた褐色}$ 。吸収:  $Z=Y > X$ 。

この角閃石は、その光学方位が、一般のカトフォライトとは一致しないが、分散も大きく、“みかぶ型”緑色岩類にしばしば見られる。いわゆる“褐色角閃石”とはちがっているので、一応アルカリ角閃石の系列に属すると考えた。

第 2 図 この論文で取扱つた藍閃石質角閃石



Ab: Albite Ep: Epidote Ch: Chlorite Gl: Glaucophane

Cal: Calcite Ac: Actinolite Af: Arfvedsonite

P: この論文で取扱つた藍閃石質角閃石。

## 5. 形成条件の考察

この藍閃石質角閃石は、産状から判断して、明らかに、再結晶作用の産物であるが、褐色のカトフォライト質角閃石は、レリクトミネラル (残晶) と考えられる。

この地域の、ほかの輝緑凝灰岩には、アルカリ角閃石らしい鉱物が出来ていないから、この藍閃石質角閃石を形成するに当つては、その母岩の化学成分が、その形成に好都合な

1) 屈折率より計算すれば光軸角は  $(+ )10^\circ$  内外となる。

条件を与えたものと与えられる。

母岩はおそらく、アルカリ玄武岩質凝灰岩で、しかも、かなり石灰質の凝灰岩であつたであろう。

第2図に示した様に、この岩石で、藍閃石質角閃石が緑簾石と共存しない原因の一つは岩石の総化学成分に於てアルミナがすくなかつたことにある。この場合、アルミナに対するアルカリの過剰ということも、無論、この種のアルカリ角閃石形成に必要な条件であつたであろう。

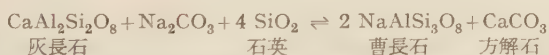
リーベカイトーグローコフェン系の角閃石と アーフヴェドソナイト系の角閃石との間のイオン置換は、 $\text{Ca}(\text{Fe}'' , \text{Mg})\text{Al}_2(\text{Fe}'' , \text{Al})\text{Si}_2$  である。すなわち、アルミナにとほしく、石灰に富んでいる岩石では、アルカリ角閃石中に、物理的条件さえ許せば、かなりの量のアーフヴェドソナイト分子が入り得るであろう(第2図)。

この含藍閃石輝緑凝灰岩の産出地点は、いわゆる みかぶ型緑色岩類の産出帯(みかぶ帯)の南方、秩父古生層帯の内部へ 5km の地点にあたり、その中間及び周縁の秩父古生層は、殆んど非変成である。従つて、秩父古生層帯内で局所的に再結晶作用が進んでいる部分には、その母岩の化学成分が、その形成に好都合ならば藍閃石は晶出することを示している。

しかし、この岩石について尚問題が残つている。即ち、含水珪酸塩の形で灰長石に相当する分子が存在しないということである。このことを説明するためには二通りの方法がある。

一つは、岩石の総化学成分が灰長石分子の存在を許さない様な条件——例えば、上述の様な極端な低アルミナ値など——を探すことである。

もう一つは、灰長石分子の分解を考えることで、これには有名なスピライト反応の式がある<sup>1)</sup>。



即ち、この式に従つて、灰長石分子は、遊離珪酸の存在のもとに曹長石と方解石に変わる。この場合は、明らかに、前提条件として、曹達による交代作用を考えることになる。岩石の記載の項で述べた、秩父古生層帯の輝緑凝灰岩によく見られる白色肉粒は、この様なスピライト反応と関係しているのかも知れない。

上に述べた曹達交代作用は、藍閃石形成と関係していないが、この様な交代作用が、藍閃石形成に対する化学的条件を準備したかどうかは、問題となろう。

1) Eskola, P., Vuoristo, U. and Rankama, K., Bull. comm. géol. Finlande, 20, No. 119, 1937.



## 仙台市三滝産玄武岩中の球状岩

An orbicular rock in basalt from Mitaki, Sendai.

宇留野 勝 敏 (Katsutoshi Uruno)\*

**Abstract:** An allivalitic orbicular inclusion found in the Neogene basalt flow consists of coarse crystals of anorthite ( $An_{95 \pm 1}$ ) with small amount of iddingsite crystals. It shows a concentric structure, due to alternate zones with different iddingsite contents (Fig. 2, B). In the core (a) small grains of anorthite similar to the core of phenocrystic anorthite of the host rock in composition, twin type, and features of inclusion (Fig. 2, H), are poikilitically enclosed in the iddingsite. The outer zones (b~f) are made up of radial aggregates of wedge-shaped anorthite finely twinned after albite- and pericline laws, and contain small iddingsite crystals (Fig. 2, E, F).

## 1. ま え が き

筆者は仙台市西北部の三滝熔岩流に見出されたアリバル岩質球状岩について記載し、その鉱物組成、化学組成及び特有の構造を明らかにした。

## 2. 地 質 及 び 産 状

いわゆる“三滝安山岩”と呼ばれる火山噴出物は、半沢ら<sup>1)</sup>により第三紀鮮新世初頭の活動によるものとされていたが、その後仙台団体研究グループ<sup>2)</sup>によつて、この層の一部と見なされる蓋山安山岩が中新統の綱木層と整合関係にあることが明らかにされた。三滝安山岩は根本<sup>3)</sup>によると角礫凝灰岩に挟まれた4枚の熔岩流で成立っているが、この球状岩は3枚目の熔岩流を採掘している仙山線の南側の通称“わき上り”石切場において、厚さ約15mの熔岩流のほぼ中央の新鮮な部分からただ1個産したものである<sup>4)</sup>(第1図)。

## 3. 肉 眼 的 特 徴

本岩は直径38~45mmのややいびつな球状体であるが、表面はなめらかで、しゅす状の光沢をもち、その上を黒い緑泥石様物質の薄層でおおわれていて容易に母岩から離れ

\* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室

1) 半沢正四郎ほか: Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 2, 25, 19, 1953.

2) 仙台団体研究グループ: 地球科学, 37, 60~66, 1958.

3) 根本忠寛: 岩鉱, 3, 383~390, 1930.

4) 付近の熔岩の空隙に見られる球状方解石とは無関係である。

第 1 図 仙台市三滝付近の地質図及び球状岩産出地  
(根本 (1930) 原図を一部修正)



- 1: 洪積層, 2: 竜ノ口層 (シルト岩), 3: 三滝安山岩第4 熔岩流,  
4: 同第3 熔岩流, 5: 同第2 熔岩流, 6: 同第1 熔岩流, 7: 同  
角礫凝灰岩, 8: 綱木層 (白色凝灰岩), 9: 球状岩産出地点,  
10: 断層及び地すべり

る。切つて見ると内部は粗粒で密で、放射状の構造といくつかの同心円状の累帯が認められる (第 2 図 A, B)。

#### 4. 顕 微 鏡 的 観 察

球は主として灰長石といくつかのイジングス石 (iddingsite) とからなり、全体として深成岩組織を示すが、少量ながら各所にメソスタンスで満たされた間隙を残している。中心から外側に向つて順に次の 6 帯に分けることができる (第 2 図 B, E, 第 3 図, 第 1 表)。各帯の性質は次の通りである。鉱物の容量比は第 2 表に、光学的性質は第 3 表に示した。

**a 帯 (核部)** イジングス石は径 5~8mm の他形で、灰長石や時に不明鉱物の仮像と思われる方解石をポイキリチックに包有し、かつ灰長石にかこまれている。1 方向の著しい劈開に直消光し伸長は (+), 多色性弱く橙褐色で吸収は  $Z > X$ ,  $2V_z$  は連続的に変化し、外側ほど大で  $Fe_2O_3$  が少いことを示す。

灰長石は 0.2~1.6mm 自形粒状で、双晶は割に少く主に C 双晶でカールスバド式にペリクリン、アルバート式が伴い、マネバハ、バベノ式も認められるが、集片双晶は少い (第 2 図 G)。間隙に接した面に厚さ約 0.02mm の酸性リムがある他は、成分差を示す累帯は認められない。中心部には径 0.05mm 以下の滴状~ちり状包有物が散在する。

第 2 図 球状岩及びその母岩の斑晶



A : 球の外形, B : 球の断面に見られる各帯 (開放ニコル), C : 球と母



第 1 表 球 の 分 帯

帯	名 称	特 徴
a	優 黒 核 部	ちり状包有物をもつ灰長石をポイキリチックに含むイジングス石の集合で、外形はやや不規則
b	内 側 優 白 帯	間隙を伴う粗粒灰長石の集合で、境界は不規則
c	中 間 優 黒 帯	粗粒灰長石にイジングス石がポイキリチックに包有される。これより外の境界は鮮明
d	主 優 白 帯	ほとんど灰長石だけの放射状集合
e	外 側 優 黒 帯	再びイジングス石の小粒が多数包有される
f	最 外 優 白 帯	内側からの灰長石の延長でその自形面で終る

第 2 表 球の各帯の容量比と鉱物組成

帯		a	b	c	d	e	f	計
平均の厚さ (mm)		4.8	3.2	2.5	8.0	1.0	0.7	20.2
容 量 %		1.30	4.64	8.00	62.28	13.04	10.74	100.00
各 帯 別 組 成	斜 長 石	0.45	3.90	5.03	59.23	7.65	10.53	86.80
	イジ 石	0.64	0.30	2.31	0.87	5.27	—	9.39
	紫 蘇 輝 石	0.02	0.05	0.08	—	—	—	0.15
	単 斜 輝 石	—	0.01	0.01	0.02	—	—	0.04
	緑 泥 石	0.15	0.32	0.49	1.98	0.07	0.21	3.22
	鉄 鈹 物	0.01	0.02	0.08	0.11	—	—	0.22
	クリストバル石	—	—	—	0.06	0.05	—	0.11
	方 解 石	0.03	0.04	—	—	—	—	0.07

は累帯状に配列し、稀に 0.03mm 大の紫蘇輝石も包有される。

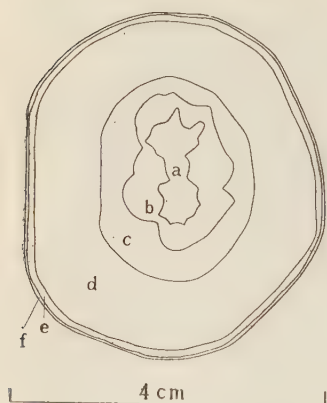
**b 帯** 灰長石は核部の自形灰長石を起点として、多少不規則であるが外側に向つて大きく生長している。双晶は核部とちがい C 双晶は少なく、A 双晶即ちアルバイト、ペリクリン式の集片双晶が、羽毛状に各々細かく発達し、核部の灰長石の特徴であつたちり状

## 第 2 図 つづき

岩との関係 (開放ニコル), D : 球の b 帯に見られる間隙とその填間鉱物 (開放ニコル), E : 球の各帯 (直交ニコル), F : 球の d 帯の灰長石の双晶 (直交ニコル), G : 核部における灰長石とイジングス石との関係 (直交ニコル), H : 核部の灰長石に見られる“ちり状包有物” (直交ニコル), K : 母岩の斑晶斜長石の累帯構造と包有物 (直交ニコル), L : 母岩の斑晶普通輝石 (100 双晶) に見られるビジオン輝石の外縁 (直交ニコル)

a~f 球の各帯 (第 1 表, 第 3 図参照), au 普通輝石, an 灰長石, ba 玄武岩 (母岩), ca 方解石, ch 緑泥石, fi 緑泥石  
 でみたされた割目, hy 紫蘇輝石, id イジングス石, la 曹灰長石, mf 有色鉱物の細粒の集合, pi ビジョン輝石  
 (A), (B), (C) : 母岩の斑晶斜長石の各累帯

第3図 球の分帯  
(第1表参照)



包有物は見られない(第2図E)。

イジングス石は0.5mm 自形の小粒が主として灰長石の境目に少量並んでいる。

c帯 灰長石は内側からの延長で、性質も似ており、C双晶及びちり状包有物は全くない。イジングス石は0.2~1.0mm 自形小粒状又は2~3mm の骸晶状をなして灰長石に包有される。

d帯 灰長石は核部から続く円錐状結晶の延長部で、やはりC双晶はなくアルバイト、ペリクリン両双晶が混り合つて余りに細かく繰返されているため、双晶の両個体は長さ0.5mm 内外のくさび形の不規則な断片となり、全体として見ると単一結晶から生長した円錐でありながら、僅かずつ方位を異にした円錐の束となつて、よう焰状の消光を示す(第

2図F)。イジングス石の小粒が僅かに包有される。

e帯 灰長石は内側からの延長であるが、稀にそれと無関係に付着したような方位を示す0.2mm の同成分の自形粒状灰長石が見られる。

イジングス石は0.5~1mm 自形~半自形、粒状~柱状。内部だけが緑泥石でできているものが多い。

f帯 灰長石は内側からの延長で双晶はいよいよ微細となり、最外端は平坦あるいはのこぎり状の自形結晶面を示し、厚さ平均0.014mm の酸性リムをもつ。これは母岩の石基につづく厚さ0.1~0.5mm の緑泥石層に接している(第2図C)。

なお球の内部には、灰長石の自形面で囲まれた0.5~2mm 大の間隙が各所に見られ(第2図D)、ことにa, b, c帯のものは大きい。これはいずれも緑泥石様のメソスタシスで満たされ、中央部に方解石をもっているものもあるが、その他、主にイジングス石に接しては0.1~0.5mm 自形の紫蘇輝石、又少量の0.2~0.8mm 自形柱状のビジオン輝石、0.1~0.05mm 自形粒状の普通輝石が含まれている。なお普通輝石とビジオン輝石、ビジオン輝石と紫蘇輝石が連晶をなすこともある。その他a, b帯では0.2mm 自形の斜長石が見られ、d帯ではクリストバル石も見られる。

メソスタシスの緑泥石様鉱物には2種あり、せんい状で淡緑色の多色性があり複屈折の大きいものと、細粒状で緑褐色をなし複屈折の小さいものとがある。後者は球状岩の外側をおおうものや、母岩の石基のメソスタシスと同じである。なお球には巾0.1mm 以下の多数の割目が間隙に連絡して中心に達し前者でみたまされている(第2図F)。

## 5. 母岩の性質

この熔岩は既に根本<sup>1)</sup>によつて記載されているが、若干新知見を補つて要約する。この熔岩は肉眼的には黒色緻密でこの部分には空隙はほとんどなく、灰長石の巨斑晶を含む

1) 根本忠寛：岩鉱，4，17~28，68~80，1930。

第 3 表 球及び母岩の構成鉱物の光学的性質

アリバル岩質球状岩				含普通輝石紫蘇輝石灰長石玄武岩 (母岩)		
		主成分鉱物	填間鉱物	斑 晶		石 基
				中心 (A)	周縁 (B)	
斜 長 石	$\alpha$	1.5743*				
	$\beta$	1.5821				
	$\gamma$	1.5870				
	ガラス n	1.5710		1.5722		
	010 { X	55°	65° 1/2	55°	57° 1/2	78°
	Y	63°	63°	63°	62°	58° 1/2
	Z	47° 1/2	39° 1/2	47° 1/2	46° 1/2	33°
	** MP	45°	35°	45°	42°	31°
	消光角 { $\perp a$	-33°	-7°	-33°	-26°	-4°
	$\nearrow b$			-35°	-33°	-21°
石	$\sigma$	-12°		-14°	-11°	-4°
	An%	95~96	H57	96	88	H50
イ ス ジ ン グ	$\alpha$	1.662				
	$\beta$	1.650				
	$\gamma$	1.749				
	2Vz	88° (68~112° 累帯)				
紫 蘇 輝 石	2Vx		67° (58~66°) Fs 35	66° (60~82°) Fs 36		
普 通 輝 石	2Vz		48° (48~66°)	49° (47~51°)		46° (43~51°)
	c $\wedge$ Z			42°		44°
ビ ジ オン 輝 石 普 通 輝 石 質 輝 石	$\alpha$		1.667			
	$\gamma$		1.693			
	2Vz		32° Wo <sub>14</sub> En <sub>80</sub> Fs <sub>6</sub>			
ビ ジ オン 輝 石	2Vz		20° (0~25°)	14° (14~15°)		17° (-14***~ 28°)
	Y		$\perp$ 010	$\perp$ 010		$\perp$ or $\nearrow$ 010
	c $\wedge$ Z		39° (36~40°)	39°		40°

\* 1つだけ示された測定値はすべて平均値を表す

\*\* 消光角 MP,  $\perp a$ ,  $\nearrow b$  はそれぞれ, (010)  $\times$  (001), (010)  $\times$  [100], (100)  $\times$  (001) 方向における X' についての消光角で,  $\sigma$  はペリクリン双晶の接合面と (001) とのなす角である\*\*\* Y $\nearrow$ 010 の場合の 2Vz をマイナスとして平均した

ことが特徴である。鏡下では、主成分として斑晶では多量の灰長石の他に、しばしば集斑晶をなす紫蘇輝石と小量の粒状の普通輝石が認められ、前者はしばしば C 軸を共有したビジオン輝石の反応縁をもち、後者はその外側に、石基に移過するビジオン輝石のかなり広い累帯を不連続に伴っている (第 2 図 L)。又紫蘇輝石の大きな斑晶には、イジングス石の小粒を包有するものがある。斑晶灰長石はほぼ均質であるが、最外部に石基に移過する厚さ平均 0.02mm の酸性ナリム (C) をもち、その内側に厚さ平均 0.5mm の An<sub>93</sub>~An<sub>80</sub> のかすかな累帯構造を示す殻 (B) をもつ (第 2 図 K)。双晶はほとんど C

第 4 表 球及び母岩の化学組成と鋇物組成

		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>		42.55	50.14	43.65	54.5
TiO <sub>2</sub>		none	0.5	—	0.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		30.30	19.48	36.27	14.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3.75	4.34	0.79	6.3
FeO		0.75	6.69	nd	9.1
MnO		0.06	0.24	—	0.4
MgO		1.95	3.83	tr	3.7
CaO		16.67	10.98	19.18	8.5
Na <sub>2</sub> O		0.51	1.46	0.59	1.9
K <sub>2</sub> O		0.09	0.20	0.04	0.3
H <sub>2</sub> O+ (Ig. loss)		1.64	0.75	nd	—
H <sub>2</sub> O—		1.84	1.22	nd	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		none	0.14	—	0.2
計		100.11	99.97	100.52	99.9
比 重		2.71 (2.79*)	2.81	(2.75*)	(2.80*)
ノ ル ム (電 量 %)	Q	1.61	9.92		16.3
	Or	0.58	1.13	0.2	1.7
	Ab	4.35	2.84	5.0	16.3
	An	83.07	46.83	94.8	28.9
	Wo	1.08	3.32		5.6
	En	—	9.70		9.2
	Fs	0.27	8.59		11.0
	Il	—	0.93		1.7
	Mt	—	6.39		9.6
	Hm	—	—		—
	Ap	—	0.34		0.3
	毛鉄鋇	4.43	—		—
	アンチゴライト	4.59	—		—
	計	99.98	100.00		99.9
モ ー ド (容 量 %)	斑晶長石	86.80	89.27**	36.48	—
	斜イジンクス石	9.39	7.80	—	—
	紫蘇輝石	—	1.04 (Wo)	4.71	—
	単斜輝石	—	0.19 (Fs)	0.14	—
	石基・填間物	3.81	1.70 (Q)	58.67	—
	計	99.99	100.00	100.00	—
色 指 数		10.8		28.0	37.0

1. 仙台市三滝産アリバル岩質球状岩 (分析者 宇留野)

2. 同 含普通輝石紫蘇輝石灰長石玄武岩 (分析者 青木)<sup>1)</sup>3. 同 玄武岩の斑晶灰長石 (分析者 青木)<sup>1)</sup>4. 同 玄武岩の石基の組成の計算値<sup>1)</sup>

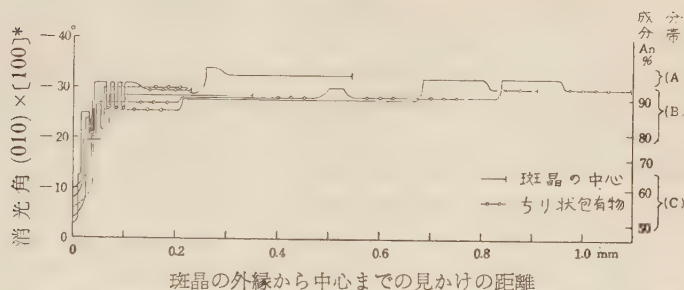
\* 鋇物組成よりの計算値

\*\* ノルムよりえた計算値



双晶に属しカールスバド、ペリクリン、アルバイト式の組合せが主で細かい集片双晶は少ない。大きな斑晶の内部には主として (A) の部分、時に (B) の帯にちり状～細粒状の包有物をもつが、少量の 0.01mm 内外の紫蘇輝石を包有することもある。消光角による成分変化曲線は第 4 図に示したが、根本が C 型として分けた斑晶は (B) 帯晶出時に生じた小斑晶ではないかと思われる。

第 4 図 母岩の斑晶斜長石の累帯成分変化曲線



\* : 010 に垂直な晶帯中で a 軸に垂直な方向の消光角 第 3 表の  $\perp a$  に同じ

石基はやや粗粒の間粒状乃至塊間状組織で、普通輝石とビジオン輝石とが共生し連晶をなして漸移する場合も認められる。微晶の間隙は緑褐色の緑泥石のメソスタシスで満たされており、その中に柱状のクリストバル石が多数認められる他に、屋根瓦状のいわゆる鱗珪石も存在する。この熔岩は第 4 表に見られる様に石基の化学成分では  $\text{SiO}_2$  がやや多いが、その色指数が高いので、久野<sup>1)</sup> の分類によると“含普通輝石紫蘇輝石閃長石玄武岩 (Vc 型)”と称するのが妥当と思われる。

## 6. 化学組成と鉱物容量比及び比重

球のほぼ中心を通る三垂直面で切断した約 20g の一片を用いて比重を測定し、化学分析を行つたが実際には少し中心からずれていたため核部が過少になつてゐる。比較のため同一産地の熔岩およびその斑晶閃長石の分析値を引用した。ノルムはイジングス石が毛鉄鉱  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  と緑泥石鉱物 (例としてアンチゴライト  $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) との混合結晶との報告<sup>2)</sup> に基いて計算し、容量比になおしてモードと比較した (第 4 表)。

## 7. む す び

仙台市三滝の玄武岩熔岩流中の球状岩について、岩石学的な記載を行なつた。これは同源捕獲岩の一種とみなされる球状アリバル岩質岩であるが、その成因を論じるにはその構造及び構成鉱物、特にその斜長石の性質を更に詳細に調べる必要がある。

最後にこの研究に当り終始御指導を頂いた東北大学の大森啓一教授、有益な御助言を頂いた河野義礼教授、八木健三教授にお礼を申上げる。又この研究には文部省科学研究費の一部を使用したことを明記して謝意を表する。

1) 久野 久: 火山及び火山岩, 192~219, 1954.

2) Brown, G.; Stephen, I.: Am. Min., 44, 251~260, 1959.

## 松尾鉱山第4鉱体の鉱物、特に辰砂に就いて

Minerals from the 4th ore body of the Matsuo mine,  
especially on the cinnabar

鈴木 敏 明 (Toshiaki Suzuki)\*

**Abstract :** The ore of the 4th ore body consists of iron sulphides and chalcedonic quartz associated with a small amount of sulphur, barite, orpiment, cinnabar and stibnite. Cinnabar is found in close association with stibnite and pyrite. Orpiment occurs in association with sulphur vein. Cinnabar and orpiment are the first occurrence from the Matsuo mine.

Some mineralogical properties of these minerals are described, especially on the cinnabar in detail. The succession of minerals is inferred from their paragenesis.

### 1. 緒 言

本邦の鉱染硫黄鉱床から産する硫化物としては、硫化鉄以外の産出は比較的稀であり、雄黄、蒼鉛—アンチモン鉱物及び銅藍の三種が今迄に報告されている。近時、松尾鉱山第4鉱体から辰砂及び雄黄<sup>1)</sup>の新産出をみたが、前者は本邦の硫黄鉱床としてもはじめてである。以下に第4鉱体産の諸鉱物、特に硫化物に就いてその産状、鉱物学的性質及び共生関係を述べる。

### 2. 産 出 鉱 物

第4鉱体の鉱石は従来の黒色硫化鉄型のものも少量あるが、大部分は金属硫化鉄型の鉱石である。この両者の主な相違は次の様である。

黒色硫化鉄：黒色、樹脂～土状光沢、比重約3.0、遊離硫黄10数%以上

金属硫化鉄：黄灰～黄色、金属～亜金属光沢、比重約3.5、遊離硫黄5～6%以上

金属硫化鉄は一般に緻密堅硬であるが、砂状或は脆弱のものもある。れを構成する硫化鉄は一般に微粒であり、個々の粒子を認め難い。脈石としては玉髓質石英を主としており、この点硫黄鉱石の主要脈石が蛋白石であることとは著しい相違である。この外の構成鉱物としては、粗粒硫化鉄及び硫黄が少量あり、微少随伴鉱物として雄黄、辰砂、輝安鉱、重晶石が認められる。

鉱染硫黄鉱床からは辰砂の産出は報告されておらず、輝安鉱が幌別・松尾<sup>2)</sup>、雄黄は幌

\* 岩手県松尾鉱山

1) 鶯冠石は既知鉱体には認められていたが、その後第4鉱体にも発見された。これについては後日報告する。

2) 早瀬喜太郎：早大鉱山学研究報告，40，8～9，1951.

別<sup>1)</sup>、古部<sup>2)</sup>等からその産出が報告されているに過ぎない。重晶石は多くの硫黄鉱山からその産出が報告されている。

### 3. 産 状

微粒硫化鉄は金属硫化鉄を構成する主要鉱物で、殆んど純粋な部分もあり、第4鉱体北部ではE髓質石英が多くなっている。又重晶石は略々白形を示し、屢々微粒硫化鉄に包まれており、時には3 mm位の短柱状結晶が晶洞に附着していることがある。

粗粒硫化鉄としては黄鉄鉱及び白鉄鉱が認められ、前者は脈状或は皮殻状(厚さは概ね1 cm以下)で、微粒硫化鉄の表面を被覆している。白鉄鉱はその産出が少く、脈状晶洞部の一部に認められるに過ぎない。こゝでは黄鉄鉱の表面を数mm以下の厚さで被覆し、放射状構造が認められ、表面は腎臓状を示している。

メルニコバイト様鉱物が放射状及び腎臓状をなして前記白鉄鉱を被覆しており、又黒色粉状のものが微粒硫化鉄と黄鉄鉱との境界部に形成されている。第3図1は微粒硫化鉄、黄鉄鉱、白鉄鉱及びメルニコバイトの累被綺状構造を示したものである。

雄黄は概ね黄色不透明硫黄脈に伴なつて微量認められるが、時には第3図2の様に比較的濃集していることがある。この部分は皮殻状の網状脈からなることが多く、その厚さは1 mm前後である。その分布は連続性に乏しい。

辰砂は微粒硫化鉄と粗粒黄鉄鉱(以下粗粒を略す)との境界部に巾10~0.1 mmで微粉状集合物として認められ、外、微粒硫化鉄及び黄鉄鉱中に微脈をなしている。本鉱物の分布は略々N20°Wの破碎帯内に存在し35 m以上の長さに亘つて分布するが、その量は僅少である。

輝安鉱は微粒硫化鉄の亀裂に伴なつて多数の自形結晶が形成され、その大きさは2~4 mm以下の長さをもつ柱状結晶である。又黄鉄鉱に包まれ、しかも微粒硫化鉄に近い部分に放射状もしくは不規則に自形結晶が認められる。輝安鉱は殆んどものが辰砂と共生しており、密接な関係のあることを暗示している。又それらの分布区域は狭小である。

硫黄は大部分が脈状をなしており、晶洞では皮殻状をなし、冷却に伴う収縮亀裂の認められるものもある。

### 4. 硫化鉄物及び硫黄

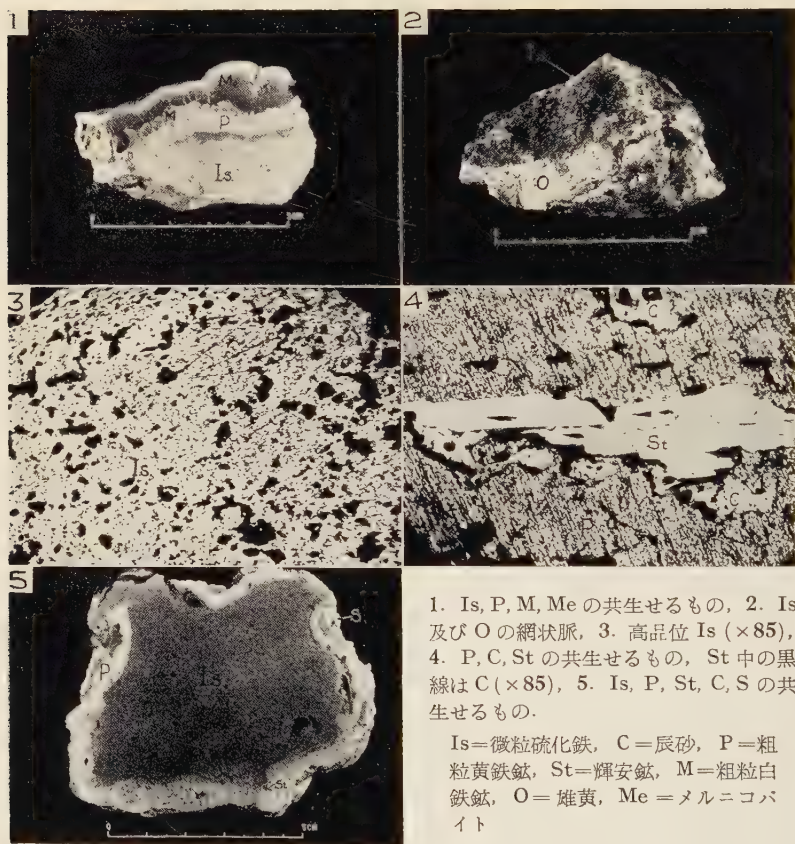
硫化鉄に就いては黄鉄鉱の光学異常が顕著な為、一部黄鉄鉱と白鉄鉱との区別かまぎらわしいので、後日X線により吟味するつもりである。従つて本稿では主として反射顕微鏡の性質に就いて述べる。

微粒硫化鉄：研磨したものは白或は黒味を帯びた黄色で金属光沢を示し、極めて微粒で隠微晶質状である(第3図3)。これに就いては先に加藤博<sup>1)</sup>と甚だ細微な為正確な決定は困難であるが、顕微鏡的、X線的にみて黄鉄鉱と白鉄鉱の混合物である旨述べている。第3図3のものは単に光澤ある反射光を示すのみで、黄鉄鉱と白鉄鉱との混合物であるかどうかは判然としない。但しX線廻折の結果は両者の混合物であることが明瞭であ

1) 加藤武夫：新編鉱床地質学、640~651。

2) 高島彰、斎藤正雄：亀田半島の硫黄鉄床、北海道地下資源調査資料、No. 1, 14, 1951。

## 第 3 図



1. Is, P, M, Me の共生せるもの, 2. Is 及び O の網状脈, 3. 高品位 Is ( $\times 85$ ), 4. P, C, St の共生せるもの, St 中の黒線は C ( $\times 85$ ), 5. Is, P, St, C, S の共生せるもの.

Is=微粒硫化鉄, C=辰砂, P=粗粒黄鉄鉱, St=輝安鉱, M=粗粒白鉄鉱, O=雄黄, Me=メルニコバイト

り, 又 X 線蛍光分析の結果, 砒素及び銅の微量が含まれていることが判明した。

砒素に就いては化合硫黄品位と略々平行して増加することが多数の分析結果から明らかであり, 硫黄鉄石や脈状硫黄中には殆んど存在しない。従つて雄黄としての砒素が混入することも考えられるが, 砒素の品位分布状況からみて少くとも一部は微粒硫化鉄中に吸着されているものと見做される。このような微粒硫化鉄が砒素を吸着することは Uytenbogaardt<sup>1)</sup> の著書に紹介されている。

銅鉱物に就いては先に早瀬<sup>2)</sup> が銅藍の存在を報告しているが, 筆者は未だ認めていない。

粗粒硫化鉄: これには黄鉄鉱と白鉄鉱とがある。黄鉄鉱は黄色, 金属光沢を示し, 反

1) Uytenbogaardt, W.: Tables for microscopic identification of ore minerals, 201, 1951.

2) 早瀬喜太郎: 前出, 1951.



射光は黄白色の光輝あるものである。本鉍物は常に異方性を示し、比較的顕著なものもあるが、形態その他から黄鉄鉍と見做した。黄鉄鉍の光学異常に就いては F. G. Smith<sup>1)</sup> が 135°C と室温の間の生成物であると述べておることから硫黄鉍床の生成温度を推定する一資料となる様である。本鉍物の皮殻状のものは内部から外部に向い次第に粒度が粗くなつており、外側では 2 mm 程の大きさになり、個々の粒子はモザイク状にかみあつている。一般に晶洞に富み 2 mm 前後の正六面体、正八面体の小結晶が複雑な連晶をなしている。白鉄鉍は従来の報文によると美しい多色性を示すものが比較的多く認められるということであるが、筆者の研磨試料には特別な産状のもの以外は認められなかつた。産状の項で述べた白鉄鉍は錫白色を呈し、反射顕微鏡下でも多色性が著るしく、褐色から青色に変化し、黄白色の強い反射光を示している。これは偏光現象が顕著であり、標式的な白鉄鉍と見做される。

メルニコバイト：鉍石中にも膠状沈澱物によくみられる様な同心状構造を示すものがあるが、白鉄鉍を被覆するものは比較的軟質で、その反射光は黄白色を呈し、その明るさは白鉄鉍>メルニコバイト>黄鉄鉍である。僅かな異方性を示し、隠微晶質で美しい膠状構造が認められる。

雌黄：塊状のものは橙黄色で、樹脂状光沢を呈するが、粉状のものは濃黄色を示す。反射顕微鏡下では灰白～灰色の多色性が認められ、反射光は弱い。又 KCN, KOH の溶液で腐蝕させると直ちに灰褐色に変化する。又閉管中で熱すると冷・熱時共に黄色昇華物を生じ、蒜臭を発する。尚雞冠石は認められない。

辰砂：粉状のものは美麗な紅色を示し、開管分析により水銀の析出をみた。本鉍物を X 線回折法により測定した結果は第 1 図及び第 1 表に示す通りである。本表によれば主線は 2.872 Å であり、その他 3.37, 318 Å 等に顕著なピークが現われている。これは Almaden の辰砂の廻折結果とよく類似している。

輝安鉍の周辺及びこれを交代した

辰砂は反射光で淡桃色を示し、その反射光は余り強くない。時に内部反射により明紅色に見える部分があり、異方性が顕著である。又 KOH 溶液により反応を示さない。

次に化学処理を行つた処、 $\text{HNO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  の水溶液に不溶で  $\text{Na}_2\text{S}$  の水溶液に溶解した。

粉状辰砂はその個々の大きさは 0.1~0.05 mm. × 0.01~0.005 mm 程度であり、第 2 図の様な短柱状のものが多く、その外側は凹凸に富んでいるのが特徴である。

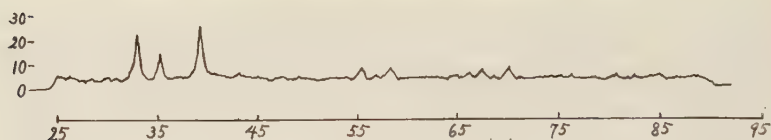
輝安鉍：鉛灰色、扁平な柱状結晶

第 1 表

松 尾 鉍 山		Almaden, Spain.	
d(Å)	I	d(Å)	I
3.37	18.9	3.34	9.0
3.18	10.7	3.16	1.0
2.872	23.3	2.85	9.0
2.386	1.5	2.36	0.5
2.079	4.0	2.07	3.0
2.033	2.2	2.02	1.0
1.985	5.3	1.980	3.0
—	—	1.900	0.3
1.771	3.1	1.765	2.0
1.738	4.1	1.735	3.0
1.682	5.5	1.680	4.0
1.584	1.8	1.581	1.0
1.569	1.9	1.560	1.0
1.436	2.3	1.435	2.0

1) Smith, F. G. : Am. Min., 27, 17, 1942.

第1図 松尾鉱山産辰砂のX線回折図

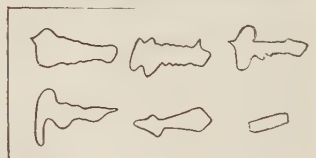


を示し、柱面に縦の条線が認められる。その大きさは概ね 4 mm 以下の長さで、劈開が著るしい。黄鉄鉱に包まれ、辰砂と共生している状態は第3図4の様であり、本鉱物は反射顕微鏡下で次の性質を示している。

強い反射光を示し、白色で直消光を示し、異方性も強い。又本鉱物は KOH で腐蝕させると直に黄色乃至は淡橙黄色の皮膜を生じ、褐色に錆びる。これらの諸性質から輝安鉱と決定したが、先に早瀬が第1鉱体の硫黄鉱石中から産する輝安鉱は Bi を含んでいる旨報告しているので、本鉱物にも Bi が含まれている可能性がある。

硫黄：一般に黄、淡黄、淡褐黄色を呈するものが多く、硫黄鉱体の硫黄の様な透明なものは極めて少く、不透明である。反射光は帯黄白色で、その強さは辰砂と略々同様であり、異方性が認められる。又晶洞に認められる硫黄の一部には沈澱の縞が認められることがあり、熔融状態にあつたことを示している。

第2図 辰砂の形態模式図



## 5. 共生関係及び生成順序

重晶石や玉髄質石英は微粒硫化鉄に伴ない、これに貫かれ或は溶蝕されていることが多く、早期の晶出物であることを示している。又黄鉄鉱は微粒硫化鉄を常に被覆し、一部は貫いていることから後期の生成物であることを示している。時には黄鉄鉱と微粒硫化鉄との境界部にあるメルニコバイト中には辰砂が形成されているが、皮殻状黄鉄鉱を被覆する白鉄鉱及びメルニコバイト中には輝安鉱及び辰砂は形成されていない。

輝安鉱は微粒硫化鉄と共生する場合はその産出が晶洞部に限られており、包まれることはない。又黄鉄鉱と共生する場合は常に微粒硫化鉄に近い処で黄鉄鉱に包まれ、若干溶蝕されている。これは微粒硫化鉄中の晶洞に形成された輝安鉱の周囲に黄鉄鉱が交代作用を殆んど行わずに皮殻状に沈澱した為と思われる。

辰砂は輝安鉱と密接な関係をもつて共生しており、又辰砂の形成されている部分には常に黄鉄鉱を伴っている。辰砂の微脈は微粒硫化鉄を貫いており、黄鉄鉱中には稀に鉱染りしている外微脈が認められる。辰砂と共生する輝安鉱は劈開、双晶面及び周辺の一部が辰砂により交代されているので、その生成順序は輝安鉱→黄鉄鉱→辰砂ではないかと考えられる。辰砂と雄黄とが共生する部分は未だ見当らない。第3図5は微粒硫化鉄、黄鉄鉱、メルニコバイト、辰砂、輝安鉱、熔融硫黄の共生関係が明らかに認められる部分であり、このメルニコバイトは腎臓状白鉄鉱と共生するメルニコバイトとは性質が若干異なり、生成時期も異なる様である。

雄黄は微粒硫化鉄を貫き、最も末期の生成物である脈状硫黄と伴なっているのが普通であり、網状脈の部分では熔融硫黄に被覆されている。雄黄は黄鉄鉱と共生しているものは未だ見当たらないが、これを被覆するメルニコバイト上に形成されているものがある。従つて雄黄は酸性溶液により形成されたとされている硫黄や微粒硫化鉄と密接な関係を有して、辰砂より遅れて生成されたものと見做される。

脈状硫黄は諸処で硫化鉱石を貫いており、末期の生成物であることは明らかであるが、稀に硫化鉄微脈に逆に貫かれている。晶洞では硫黄相互間の関係がよく認められることがある。即ち皮殻状硫黄には二種あり、淡褐色硫黄が黄鉄鉱を直接被覆し、これを更に淡黄色のものが被覆している。この両者の境界部を透明な「鷹の目」硫黄が貫き、最も末期の生成物であることを示している。

以上の共生関係から鉱物生成順序を推定すれば、次の様である。

微粒硫化鉄生成の末期に、局部的ながら輝安鉄→黄鉄鉱→辰砂→白鉄鉱→メルニコバイトが生成し、その後は微量ながら、 $\square$ 範囲に亘り雄黄が形成し、最後に硫黄脈が鉱床全般に亘り活動した。

## 6. 要 約

第4鉱体の鉱石は微粒硫化鉄を主とし、粗粒硫化鉄及び硫黄を伴ない、脈石としては玉髓質石英及び少量の重晶石が認められる。この外に微小随伴鉱物として、雄黄・辰砂及び輝安鉄が認められる。これらの鉱物に就いて産状、鏡下の性質、X線廻折、共生関係等を記載した。その結果、得られた主な事項は次の様である。

1. 硫化鉄鉱は黄鉄鉱・白鉄鉱及びメルニコバイトの三種があり、黄鉄鉱は常に光学異常を示す。

2. 辰砂は本邦の硫黄鉱床からは始めての産出であり、雄黄も亦松尾鉱山では初産出鉱物である。

3. 共生関係から輝安鉄—黄鉄鉱—辰砂；微粒硫化鉄—雄黄—硫黄が夫々密接な関係のあることが推知される。

4. 鉱物生成順序は 微粒硫化鉄→輝安鉄→黄鉄鉱→辰砂→白鉄鉱→メルニコバイト→雄黄→硫黄脈となる。

本稿の作製に当り、種々御懇篤なる御指導並びに御便宜を賜つた東北大学竹内教授を始めとして、長谷川助教、岩手大学高橋助教授、東北大学鈴木光郎、阿部宏司氏に深甚なる謝意を表する。

## 富山県八尾町の緑色凝灰岩中の粘土鉱物

Clay mineral in green tuff from Yao-machi,  
Toyama Prefecture

兼 松 四 郎 (Shiro Kanematsu)\*

## 1. 緒 言

日本に分布している緑色凝灰岩のうち裏日本、とくに富山県下の緑色凝灰岩について横山、他辺、津田、森島等の報告がある<sup>1)</sup>。従来、これら緑色凝灰岩の利用は各方面で計画されていたが、昨今富山県婦負郡八尾町久婦負川上流の滝脇のものが地力培養材又は漏水防止に利用されているを知り、その原因を明らかにする為研究したのでこゝに報告する。

本研究費の一部は文部省科学研究費によつたもので、尚、電子顕微鏡写真撮影には京都大学化学研究所荒川氏の援助を得、又現地では堺氏の世話になつた。こゝに感謝する次第である。

## 2. 地 質

本地区の地質に関する研究は上述のように多くの人々によつて行われているが、その一人津田は富山堆積盆地の第三紀層の中部を占めている八尾層群の堆積環境について詳しく調査し、層序を次のように分類している<sup>2)</sup>。

第1表 八尾層群の層序 (津田 1953)

	城山累層		城山泥岩層	
八尾層群	黒瀬谷累層	仁歩川以東 極尾泥岩砂岩礫岩互層	仁歩川以西 湯村泥岩砂岩礫岩互層	
		掛畑礫岩砂岩泥岩互層 上黒瀬砂岩泥岩互層		苦土凝灰岩砂岩互層
	岩稲累層	岩稲火山岩層		
八尾層群	檜原累層	(檜原付近) 芦生研岩層	(東松頼付近) 茗ヶ島砂岩頁岩互層 芦生砂岩層 今生津礫岩層	(数納付近) 茗ヶ島砂岩頁岩互層
基盤		千取層群	花崗岩類	

\* 滋賀農大地学教室

- 1) 池辺展生, 地学 **1**, 14~26, 1949.  
横山次郎, 地球 **14**, 161~174, 1930.  
千地万造外, 地質雑誌 **56**, 519~522, 1950.  
津田禾粒, 新大理研報 **1**, 1~35, 1953.  
中世古幸次郎, 大阪大理報 **1**, 73~79, 1952.
- 2) 津田禾粒, 地質, **61**, 532~542, 1955.



本研究試料採取地の滝脇は、黒瀬谷累層の上黒瀬砂岩泥岩互層に属している。而して津田が報告したように、この累層は一般に浅海に堆積し、主に礫岩・砂岩（細粒質のものが多く）泥岩とこれらの破碎岩からなり、緑色凝灰岩は局部的に狭まれて露出しているが、垂直及び水平に岩相の変化は甚しい。

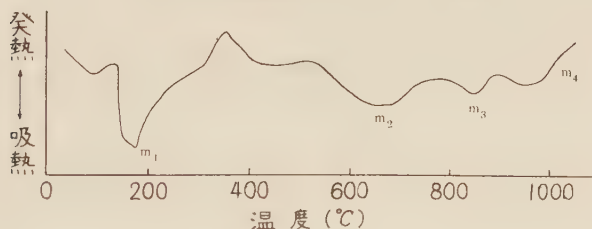
岩石は暗緑色を呈し、顕微鏡下では石英と斜長石が主要鉱物で、この外方解石、緑泥石、磁鉄鉱及び海緑石を含むがその量は少ない。斜長石は概ね粘土化作用をなし、その一部が方解石で交代されているものもある。本岩石にベンジジンのアルコール溶液を滴下すると、暫時にして濃藍色を示し、この呈色反応でモンモリロナイト族粘土鉱物の存在を推察することが出来る。

試料：原岩石を粉碎し 200 $\mu$  を通過したものを水で分散させた後、ピペット法を用いて 1 $\mu$  以下のコロイドを集めた後乾燥し、試料に供した。

### 3. D. T. A. 曲線

示差熱分析は常法に従い、温度上昇率は 10°C/分で行い、第1図の結果を得た。

第1図 緑色凝灰岩の D. T. A. 曲線



図で明らかのように吸熱ピークは 100-200( $m_1$ )、600-700( $m_2$ ) と 850( $m_3$ ) の3つが主なるもので、900-1000( $m_4$ ) に1つの発熱ピークをみる。

これら4つのピークはモンモリロナイトの特性に略々類似する。 $m_1$ は通常 100-300で出現し、これは吸着水と層間水によるものであるが、試料の乾燥の程度によつてピークの頂点温度又は面積が異なる。

Hondrick<sup>1)</sup> はモンモリロナイト中に含まれている交換性イオンが Mg, Ca, Li, Ba である時は 160°C 付近に小さいピークをみるが、K, Na の場合はこの出現をみないと報告し、筆者も本邦のモンモリロナイトについてこれを確認している。本試料には Ca, Mg がそれぞれ酸化物として 3% 前後と約 1.3% 含み、 $K_2O$  は極少量故、当然2つのピークをみるべきにもかゝらず顕著でないのは、一般のモンモリロナイト中の CaO の含量に比して含有量が少ない為ではないかと考える。モンモリロナイトの  $m_2$  の頂点温度は概ね 650-720°C であるが、もしイライトを含む時は 500-600°C に弱い吸熱ピークが現われ、ノントロナイトの場合は、450-500°C に頂点をみる。本試料ではこのような現象を認めない故、モンモリロナイト以外にかゝる粘土鉱物の存在は認め難い。 $m_3$  が

1) Hondrick, Jour. Am. Chem. Soc., **62**, 457~1467, 1940.

現した後、 $m_4$  が出現する迄に

- (1) 何等の変化なく直ちに直線的に高い発熱ピークを示すもの
- (2) 多少の勾配を示して現われるもの

とがある。

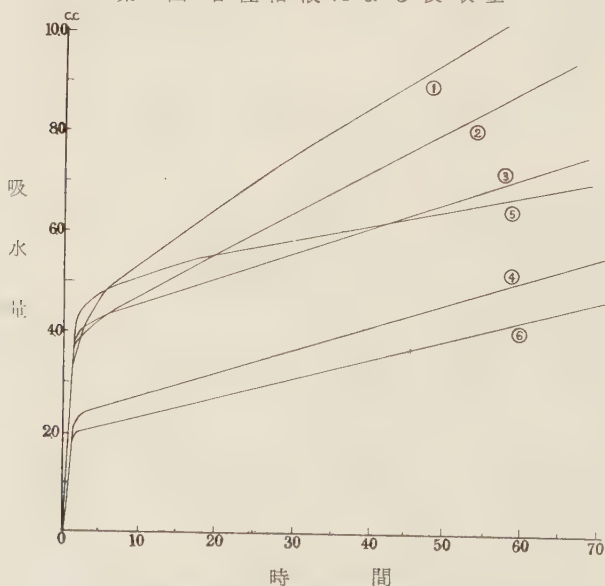
この点に関して Bradley や Grim<sup>1)</sup> は前者はスピネルを形成し、後者はスピネルの生成前に石英の生成が行われるのによると報告している。本試料がこの中のいずれであるかは余り明かでないが、実験結果では後者に類似している。

以上の点から本岩石中にある主要の粘土鉱物は モンモリロナイト であることが考えられる。尚  $350^{\circ}\text{C}$  付近にみる発熱ピークは恐らく鉄鉱物によるものであろう。

#### 4. 吸水量

粘土鉱物の中には溶質の中でよく吸水して膨潤 (swelling) するものとしてモンモリロナイトが知られている。モンモリロナイトでも Na 系モンモリロナイトは Ca 系モンモリロナイトより一層膨潤し、あるものは原体積の 8-10 倍に達するものがある。これはモンモリロナイトと水とが特別の強い親和力によつて結合する為で、換言すると水と溶媒結合する状態を示すものである。これらの現象を X 線で解析すると、モンモリロナイトの結晶構造中の周期に著しい変化があり、特に (001) は顕著である。

第2図 各種溶液による吸収量



① 1/100N 醋酸, ② 1/10N 醋酸, ③ 1/100N 硫酸加里, ④ 1/10N 硫酸加里, ⑤ 蒸溜水, ⑥ 海水

1) Bradley, W.F. and Grim, R.E., Am. Min., **36**, 182~201, 1951.

一般にモンモリロナイトの膨潤性は水を用いて論ぜられているが、アルカリ性或いは酸性の溶液、特に同一溶液でも異った濃度の下で行った研究が少ないのに鑑み、著者は次の各種溶液を用い、常温常圧で測定して第2図のような結果を得た。

こゝに吸水量の測定には喜多村式吸水測定器を用い、外部からの温度による影響を防ぐ為硝子製の箱の中に入れ、常時同一湿度にして行なつた。

測定器は径 2.5 cm 高さ 4 cm の硬質硝子管の中にガラスフィルターが溶接され、それが細い硝子管で 0.01 cc 迄読みうるマイクロビュレットに連結する。ガラスフィルターの上に濾紙（東洋濾紙 No. 6）をおき、ちょうどこの部分が完全に飽和するところ迄溶液を注入する。而して濾紙上の試料（本実験では 0.1 g）の水分吸収の度合を所定の時間にマイクロビュレットで読む。

図表で明らかなように水を用いた場合は、3-4 時間で 4.5-4.7 cc 吸水し膨潤度は急に増大するが、その後は余り著しくなく、48 時間で約 6.5 cc にすぎない。これに反して稀酸溶液では 1/10N 又は 1/100N いずれにおいても吸水量は加速的に増加し、例えば 48 時間後 1/100N 溶液は 9.5 cc、1/10N 溶液で 8 cc となる。従つていずれの時もよく膨潤する。

海水及び硫酸加里 1/10N 溶液は上述のような吸水量はみられず、その増加は極めて緩慢である。

このように溶液の種類と濃度の相違によつて吸水量に著しい相違のある原因に関しては種々考察されるが、主なる点は塩基の置換 (base exchange) によるものと思う。

イオンの種類によつて置換し易いものとし難いものがあり、一般に  $\text{Li}^{++} < \text{Na}^{+} < \text{H}^{+} < \text{K}^{+} < \text{Mg}^{++} < \text{Ca}^{++}$  の順が認められている。2 価の陽イオンは 1 価の陽イオンより概して侵入能が強く、粘土鉱物によく吸着される。これらのことはモンモリロナイトの塩基置換量が 60-100 me/100 g に対し、カオリナイトのそれは 3-15 me/100 g である点で明らかであろう。

Foster<sup>1)</sup> は膨潤度と交換容量について (Mg+Fe) の量が多くなる程膨潤度は低下する傾向があると報告している。而して Fe でも  $\text{Fe}^{2+}$  と  $\text{Fe}^{3+}$  のうち、影響の多いのはいずれであるかに関し Na-Wyoming ベントナイトを用いて研究した結果、 $\text{Fe}^{2+}$  が酸化して  $\text{Fe}^{3+}$  になるにつれ膨潤度の増加をみることを指摘している。

稀酸溶液を用う時の吸収量が最も大きい理由は、粘土上の表面にキレート化合物が生成することと、粘土中の Ca が酸化物として除去されるに因るものと考ええる。

## 5. X 線 回 折 線

モンモリロナイト族粘土鉱物には 6 本の特長の回折線があるが、いずれも不鮮明で、就中 Na 系のものは Ca 系より不鮮明である。(001) による線は含有する水分の量によつて 20-9.6 Å の間で変化する。

本試料の回折線を見ると 2.74Å, 2.97Å, 5.12Å と 16.666 Å はいずれもモンモリロナイトの線の外にクリストバライトと考えられる 3.16Å, 3.94Å, 3.98Å があり、3.20Å はモンモリロナイトとの共線であろう。

1) Foster, M. D.: Am. Min., 38, 994~1006, 1953.

この外斜長石と考えられるものに 2.99Å がある。本試料をエチレングリコールで処理した場合の回折線は表示の如くで出現位置に多少の変化がみられる。

クリストパライトの線は恐らく蛋白石 (opal) に因るものと思う。もしクリストパライトがモンモリロナイト中に混入している時は、4.00 Å-4.33 Å 付近の線によつてその存在を知りうる。Glasser はモンモリロナイトの特長を示す線は Al などのイオン 80 % を溶出するまで消失しないと考えている。

第 2 表

原		エチレングリコール処理による	
d	I	d	I
16.66 Å	w	9.01	m
9.11	m-w	7.96	m-w
5.12	w	4.69	w
3.98	s	4.00	v s
3.94	s		
3.42	w	3.43	m-w
3.20	s	3.19	r s
3.16	M-w		
2.99	m	2.98	s
2.97	m		
2.80	w	2.81	w
2.74	w	2.80	w
2.38	w		

## 6. 電子顕微鏡

試料を蒸留水とエチレングリコールで処理してその結果について検討した。モンモリロナイトは一般に不定形の板状を示すが、蒸留水処理の試料ではその外縁が直線的で恐らく結晶性の高いものと推察される。しかしエチレングリコールで処理すると直線的外縁は恰も鋸の刃のように凹凸を示すに至る。これは恐らく薬品による変化によるものであろう。モンモリロナイトの外にハロイサイトの存在も認め得る。

## 7. 結 論

1. 八尾町の緑色凝灰岩中の主な粘土鉱物は DTA 曲線, X 線回折線及び電子顕微鏡による研究結果から、モンモリロナイトで、この外少量のハロイサイトと蛋白石を含む。
2. 膨潤性はベントナイトに稍と類似するがその値は小さい。
3. 各種溶液で処理したものの吸水量を比較すると、蓚酸溶液のものが最も強く、硫酸加里溶液処理ではある時間後は余り増加しない。
4. 塩基の置換量 (AoAc 法による) は 60-80 me/100 g である。



## 日高国幌満川中流の黒雲母混成岩に伴う ノーライト・ハイパライト化作用 (II)

Noritization and hyperitization accompanied with  
biotite migmatite, at the mid-stream of Horoman  
river in southern Hidaka metamorphic terrain (II)

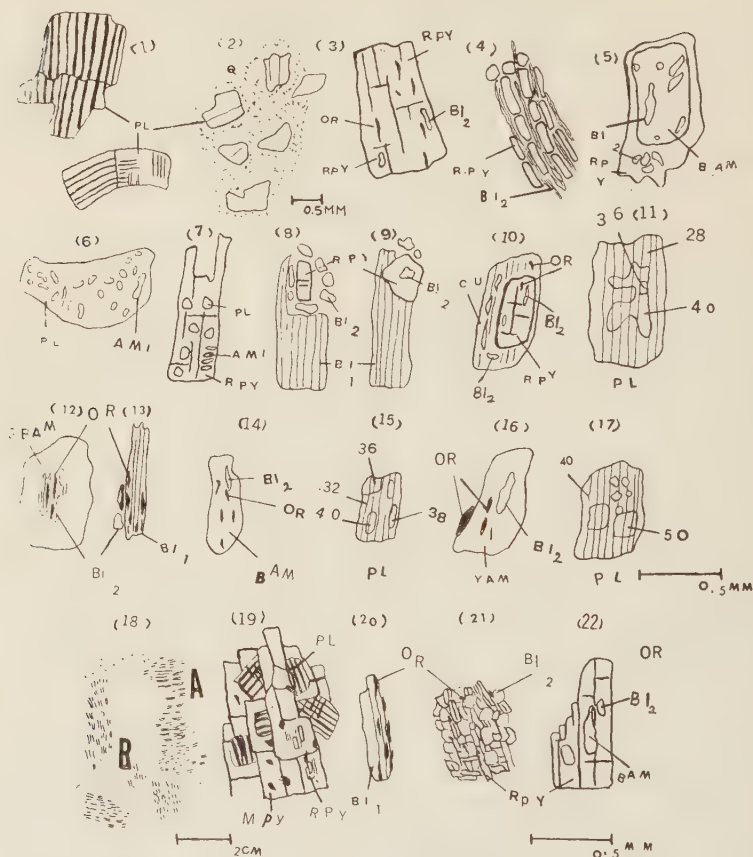
浅 井 宏 (Hiroshi Asai)

9. 黒雲母-石英ノーライト・黒雲母ノーライト 8 の岩石の内側で後述する包有岩の 10, 11 の岩石のすぐ周りにある岩石である。(第2図<sup>1)</sup>の2の  $F_1$ ,  $F_2$ ), 斜長石 (70.3%), 斜方輝石 (15.8%), 石英 (9.2%), 黒雲母 (2.0%), フェライト (2.7%) となつている。8 の岩石に近い部分は, 斜方輝石 (47.6%), 斜長石 (36.5%), 黒雲母 (8.5%), フェライト (7.4%) となつている。ノーライトによく観察される斜長石の長・短辺の比が小さく短い矩形状の形をとり, その間を他の鉱物が埋めている。斜長石 : 著しく新鮮化して均質となる。斜長石の  $b$  軸をふくむ面またはこれに近い面で斜長石が切断され, 短い矩形状の形をとる。この切断面は複雑な小曲面の集合である。斜長石の (010) を投影すると面の向きが比較的分散しているので切断された面は岩石内部では任意の向きをもっていることを示し, 短い矩形状の斜長石の形成はこの岩石内に比較的多方面に小切断面が具体的におこつたものと考えられる。このような斜長石が切断されてゆくような運動は周囲の片麻状構造を形成する岩石のうけた運動に伴われている。第3図1に黒雲母-石英ノーライトの斜長石が切断されて短い矩形状の斜長石を形成するメカニズムの一端を示した。アルバイト双晶が斜長石の一つの部分で共通し, 一方他の部分で切断されて2ヶの斜長石として成長する。切断されて斜長石をとりかこむ面は不規則な小破面で斜長石の切断された一方は他方に乗りあげていることが明瞭に観察されるのである。又第3図2に石英中に浮んだ斜長石が不規則な小破面でかこまれているものを示した。 $An_{31}$ ,  $An_{40}$ ,  $An_{45}$ ,  $An_{52}$ ,  $An_{56}$  を示し, 鱗片状のフェライトを包有している。斜方輝石, 微晶淡緑色角閃石, 粒状化黒雲母を包みこむ。斜方輝石 : 自形で黒雲母, フェライトの粒状結晶を包みこむ。X, Y, Z…淡黄色, 無色,  $(-)$ 2V… $54^\circ$ ,  $62^\circ$ ,  $n_2$ …1.710, 黒雲母, 及びフェライトが包有されていることは明らかに斜方輝石の位置に黒雲母が存在していたことを示している (第3図の3)。石英 : 多くはボール状になる。黒雲母 : 粒状化して部分的にフェライトを残し斜長石, 斜方輝石に包有される。 $\gamma$ …1.630。フェライト : 鱗片状を示し, 黒雲母の消散の際に残したものである。

10. 片状-黒雲母-斜長石斜方輝石岩 黒雲母-石英ノーライトに包有される細粒片状岩である。斜方輝石 (47.6%), 斜長石 (36.6%), 黒雲母 (8.5%), 褐色角閃石 (1.1%), フェライト (6.2%) となつている。片状ホルンフェルスの構造をもっている (第2

1) 浅井宏 : 岩鉱, 44, 83~89, 1960.

第3図 造岩鉱物の性状



PL…斜長石, Q…石英, OR…鉾石, RPY…斜方輝石, BI<sub>1</sub>…斑状変晶黒雲母, BI<sub>2</sub>…再結晶又は粒状化黒雲母, BAM…褐色角閃石, AMI…斜長石, 斜方輝石とダクティリテック構造をつくる淡色角閃石, GBAM…緑褐色角閃石, YAM…淡黄色角閃石, MPY…単斜輝石, 数字は斜長石の An 成分, (1), (2), (3)…黒雲母一石英ノーライト, (4), (5), (6)…黒雲母一石英ノーライトの包有岩 (細粒な片状一黒雲母一斜長石斜方輝石岩), (7), (8), (9), (10)…黒雲母ノーライト及びその包有岩 (細粒な片状一黒雲母一斜方輝石斜長石岩), (11), (12), (13)…含石英一緑褐色角閃石一斜長石片麻岩, (16), (17)…斜長石一褐色角閃石角閃岩, (18)…A黒雲母ハイパライトの包有岩 (細粒な片状一斜方輝石一斜長石黒雲母岩), B 黒雲母ハイパライト, (19)…黒雲母ハイパライト, (20), (21), (22)…黒雲母ハイパライトの包有岩 (細粒な片状一斜方輝石一斜長石黒雲母岩)

図の 2 の G)。斜方輝石：不定形で黒雲母と連晶を示す。黒雲母の (001) と斜方輝石の (100) とが垂直の関係にある (第 3 図の 4)。また粒状化黒雲母を包みこむ。斜方輝石は、黒雲母が消散して形成されたものである。斜方輝石と黒雲母の連晶は黒雲母から斜方輝石に変わる際に黒雲母が再結晶したものと考えられる。斜方輝石は  $X \cdots$  や、濃い黄色、 $Y \equiv Z \cdots$  淡黄色または濃い黄色、無色で多色性は弱い。( )  $2V \cdots 52^\circ, 54^\circ, 60^\circ, n_2 \cdots 1.712 \sim 1.693$ 。斜長石： $An_{45}, An_{50}, An_{56}$  を示す。多量の細粒またはいも虫状の淡紅色、または淡緑青色角閃石 ( $X' \cdots$  無色、非常にうすい紅色、うすい淡緑青色、 $Z' \cdots$  うすい紅色、またはうすい緑色、 $c \wedge Z \cdots 10^\circ \sim 13^\circ$ ) ができて斜長石のコローデット構造をつくっている (第 3 図の 6)。またフェライト 黒雲母の微晶を包有している。このような性状は斜長石のある部分には、先に黒雲母が存在し粒状化して黒雲母、フェライトが残り、他の部分は小型のいも虫状淡紅色または淡緑色角閃石が斜長石との交互作用の結果形成せられたものである。所謂ケレファイト角閃石形成の一つのメカニズムを示している。この際に黒雲母はいちじるしく消散する傾向にある。黒雲母：いずれも粒状化し他の鉱物に包みこまれている。その性状は上に記した。 $X \cdots$  黄色、 $Z \equiv Y \cdots$  チョコレート褐色、 $n_2 \cdots 1.625 \sim 1.630$ 。褐色角閃石：斜方輝石の核部にできている。更に褐色角閃石の内部には粒状化した黒雲母を包有している (第 3 図の 5)。周りの斜方輝石も同様に粒状化した黒雲母をもっている。このような事実はいずれも褐色角閃石、斜方輝石のある部分は黒雲母の存在していたことを示している。したがって褐色角閃石、斜方輝石ともに黒雲母の消散によって形成されたものである。褐色角閃石が出来るか斜方輝石ができるかはそれぞれ条件の異同によるものと考えられる。褐色角閃石が斜方輝石に変化した証拠に乏しい。フェライト：いずれも鱗片状で上記の諸鉱物に包有される。黒雲母の消散の際に残したものである。

11. 片状—黒雲母—斜方輝石斜長石岩 黒雲母ノーライト中に包有され (第 2 図の 2 の H) ている。黒雲母の斑状変晶が目立つている。片状黒雲母ホルンフェルスの構造を示した部分的に斜長石のダクチリティック構造を示している。斜長石 (43.5%)、斜方輝石 (27.7%)、黒雲母 (21.4%)、繊維状角閃石 (4.6%)、フェライト (2.8%) より成る。斜長石：**10** の岩石の斜長石と同様に斜長石のコローデット構造を示す部分がある。斜長石の内部には細粒又はいも虫状の細粒淡紅色又は淡緑色角閃石ができおりまた、フェライトを包有している。 $An_{35}, An_{38}, An_{45}, An_{52}, An_{56}, An_{58}$  を示している。新鮮化して比較的塩基性の斜長石を形成する。斜長石のこのような構造又は性状は明らかに黒雲母の消散する際に伴われる現象である。このことは **10** の岩石について詳細に述べた。斜方輝石：篩状構造を呈して斜長石を包みこむもの (第 3 図の 7)、黒雲母の斑状変晶の一部が粒状化して斜方輝石を形成するもの (第 3 図の 8) 及び黒雲母の斑状変晶と斜方輝石とが連晶を示すものがある (第 3 図の 4)。前者の篩状構造を示しているものは、斑状変晶の大形の黒雲母が形成され黒雲母が消散して斜方輝石を形成したものである。包みこまれている斜長石は比較的前期の斜長石である。このような篩状構造は混成岩類の包有岩の周辺部によくその前駆的構造を作ることがあることを示した<sup>1)</sup>。この篩状構造は明瞭に初期の変成岩から由来した構造である。黒雲母ホルンフェルスが包有岩となる過程で包有

1) 浅井宏：岩鉱，前出，1959。

岩の周辺部に 大形の黒雲母の斑状変晶ができ 斜長石を包みこみ 黒雲母の篩状構造をつくり、この篩状構造の萌芽が更に変成して黒雲母が消散して斜方輝石の篩状構造ができたものである。又第3図の7に示した如く篩状構造の斜方輝石の中に斜長石の部で述べた如く斜長石の内部の細粒ひも状淡紅色角閃石が出来ている。中者の斜方輝石は、黒雲母斑状変晶の変成する過程を示している。後者の斜方輝石は黒雲母の(001)と斜方輝石の(100)が垂直の関係にある。このような連晶した斜方輝石と黒雲母の性状については10の岩石で詳しく述べた。以上に示した斜方輝石は、いづれも黒雲母の粒状化した微晶をその内部にもつていて斜方輝石の存在している部分はかつて黒雲母が存在していたことは明瞭である。斜方輝石の形成後に黒雲母化作用がおこつたものではない。斜方輝石は X…ほとんど無色、又は淡黄色、Y…ほとんど無色または淡黄色、Z…やゝ濃い黄色、(-) 2V…50°, 55°, 60°,  $n_2$ …1.690~1.710。黒雲母：斜長石、斜方輝石、繊維状角閃石に包有されて粒状化した細粒の黒雲母と自形の斑状変晶黒雲母がある(第3図8, 9, 10)。前者は斜方輝石、繊維状角閃石をつくつて粒状化したものである。後者は部分的に斜方輝石、繊維状角閃石をつくっている。包有岩中の黒雲母は10の岩石よりもその消散する度合が少い。又包有するノーライトも黒雲母が多くその消散の度合が少い。X…淡黄色、Y $\rightleftharpoons$ Z…赤褐色、 $\gamma$ …1.630。繊維状角閃石：黒雲母とフェライトをその内部に包有している。又同様な性状で斜方輝石の周辺部をとりまいて(第3図の10)。多くは篩状構造を呈し明瞭に黒雲母ホルンフェルス構造に斑状変晶黒雲母が生長し、それが消散してフェライトを排出して繊維状角閃石になつたものであることを示している。X…淡黄色、Y…黄色、Z…明るい黄色、(+) 2V…60°, 72°,  $n_2$ …1.665,  $c\wedge Z$ …18°を示す。フェライト：いづれも黒雲母の消散の際形成せられたもので、鱗片状またはプール状になっている。

## 【II】 混成岩類の上盤にある岩石

含石英—黒雲母—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩、斜長石—褐色角閃石角閃岩が分布する。

1. 含石英—黒雲母—緑褐色角閃石—斜長石片麻岩 斜長石(48.7%)、緑褐色角閃石(30.7%)、黒雲母(14.4%)、フェライト(5.6%)、石英(0.6%)より成る。塊状の片理の弱い岩石で閃緑岩の岩相を示している。片麻状構造を示す。又同質のやゝ片理の強い片状—斜長石—緑褐色角閃石角閃岩の細粒岩をパッチ状に包有する。斜長石：いちじるしく汚濁し更に新鮮化した現象を認めることが出来る。この汚濁の程度及び新鮮化の程度によつて斜長石は比較的に塩基性になる傾向にある。又一般に酸性の斜長石が周辺部にある傾向があるこの酸性の斜長石自身にも汚濁して新鮮化して塩基性の斜長石になる傾向がある。このような事は別な部分からの何らかの影響によつて酸性斜長石が形成されたものではなく本岩の本質的な斜長石の性状であると考えられる。 $An_{28}$ ,  $An_{31}$ ,  $An_{35}$ ,  $An_{36}$ ,  $An_{38}$ ,  $An_{40}$ ,  $An_{42}$ ,  $An_{45}$ ,  $An_{50}$ ,  $An_{56}$ を示す(第3図の11)。緑褐色角閃石：その内核に黒雲母及びフェライトを包みこむ(第3図の12)。緑褐色角閃石のある部分は、明瞭にかつて黒雲母が存在していたことを示している。X…淡緑色、Y…淡褐色、Z…褐色、 $c\wedge Z$ …16°, (-) 2V…56°, 60°,  $n_2$ …1.657~1.666。黒雲母：消散してフェライトを残し粒状化する。又一部では斑状変晶となつて部分的に消散してフェライトを残している(第3図の13)。X…淡黄色、Y $\rightleftharpoons$ Z…赤褐色、 $\gamma$ …1.630。石英：他の鉱物の間を充填する。フェライト：微晶で黒雲母の消散する際残留したものである。



2. 斜長石—褐色角閃石角閃岩 褐色角閃石 (58.2%), 斜長石 (39.4%), フェライト (2.4%) より成り, ネマトプラスチック構造を示している。褐色角閃石:  $X \cdots$  淡緑色,  $Y \approx Z \cdots$  チョコレート褐色,  $(-)$   $2V \cdots 72^\circ$ ,  $c \wedge Z \cdots 17^\circ$ ,  $n_z \cdots 1.666$ , をその内部にフェライトを有して黒雲母の消散してフェライトを残したことを示している (第3図の14)。斜長石:  $An_{32}$ ,  $An_{26}$ ,  $An_{38}$ ,  $An_{39}$ ,  $An_{40}$ ,  $An_{45}$ ,  $An_{48}$ ,  $An_{56}$ ,  $An_{58}$ ,  $An_{60}$ ,  $An_{61}$  を示し, 斜長石が一度汚染し更に新鮮化した部分が塩基性の斜長石になる。成分の分布は不規則である (第3図の15)。フェライト: 散点する。その性状は前に示した諸岩石と余り変化がない。いずれも黒雲母の消散の際に排出して残留したものである。

### [III] 混成岩類の下盤の岩石

黒雲母混成岩の下底にある岩石は, 含堇青石—黒雲母混成岩でこの岩石に接して, その下盤側に 30m~50m の中で黒雲母ハイパライトがあり多数の細粒包有岩をもっている (第2図及び第3図の18)。更にこの黒雲母ハイパライトの下盤は斜長石—褐色角閃石角閃岩で, 黒雲母ハイパライトに接して黒雲母—斜長石—褐色角閃石角閃岩となっている。斜長石—角閃岩は片理に沿うか又は不規則に粗粒な斜方輝石—斜長石脈状岩又はプールの状岩石ができています。

1. 黒雲母ハイパライト 斜長石 (50.8%), 単斜輝石 (26.6%), 斜方輝石 (9.9%), 黒雲母 (6.8%), フェライト (3.5%), 褐色角閃石 (2.4%) より成る。パッチ状に細粒の片状—斜方輝石—斜長石黒雲母岩を包有する (第3図の18)。ノーライト構造を示す。斜長石: 粗粒な斜長石は,  $An_{31}$ ,  $An_{38}$ ,  $An_{45}$  で細粒な斜長石は,  $An_{38}$ ,  $An_{41}$ ,  $An_{45}$  を示す。いずれも黒雲母の粒状体とフェライトを包有する。黒雲母—石英ノーライト・黒雲母ノーライトの部で述べた如く斜長石のb軸を含む面又はこれに近い面でわれて長辺と短辺との比が小さいずんぐりした斜長石を形成する。その形成機構を既述したのでここでは述べない (黒雲母—石英ノーライト, 黒雲母ノーライトの記述を参照)。いちじるしく新鮮化して斜長石が均質になっている。単斜輝石: 斜方輝石の微晶, 褐色角閃石, 黒雲母の粒状体, フェライトを包みこみ, 自形のずんぐりした斜長石と篩状構造をつくっている。X...淡灰色, Y...淡灰色, Z...灰色,  $c \wedge Z \cdots 43^\circ$ ,  $(+)$   $2V \cdots 48^\circ$ ,  $58^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $n_z \cdots 1.785$ 。このような事実から斜方輝石の生成後晶出したものであることは明瞭である (第3図の19)。更に黒雲母の粒状体及びその残したフェライトが単斜輝石の内部に存在することから単斜輝石の位置に黒雲母の存在していたことは明らかである。包有された斜方輝石が単斜輝石に変化したものとは考えられない。部分的に黒雲母から斜方輝石が生じ続いて条件の変化によつて単斜輝石を生じたものである。又褐色角閃石から単斜輝石を生じたものとも考えられない。褐色角閃石は明らかに黒雲母から変化したことが判つているのでこの岩石の形成機構は複雑なものといわざるを得ない。すなわち黒雲母の存在下に斜方輝石, 褐色角閃石が形成され黒雲母は更に単斜輝石に変つたものと考えられる。斜方輝石: 特に後述する細粒包有岩のすぐ外側のハイパライトは斜方輝石が多くなる。篩状構造を呈するもの, 先述の単斜輝石の中に包みこまれるもの (第3図の19) があり, 黒雲母, 褐色角閃石, フェライトを包有する。X...淡黄色, Y $\approx$ Z...黄色,  $(-)$   $2V \cdots 52^\circ$ ,  $70^\circ$ ,  $n_z \cdots 1.710 \sim 1.695$ 。黒雲母: 単斜輝石, 斜方輝石, 褐色角閃石に包有されているものが多い。又斜方輝石と連晶するものがある。前者はそれぞれ包有している造岩鉱物を形成し消散した残晶であり, 後者は斜方輝石の形成の際の再結晶黒雲母である。したがつ

てこれらの黒雲母は残晶であり、しかも再結晶の結果形成されたものである。X…淡黄色、 $Y \rightleftharpoons Z$ …赤褐色、 $\gamma \cdots 1.632$ 。フェライト：いづれも鱗片状で黒雲母の消散した事を示している。

2. 片状—斜方輝石—斜長石黒雲母岩 1 の岩石中にパッチ状になつて存在している(第3図の18)。その片理の方向は不規則である。黒雲母(54.6%)、斜長石(22.8%)、斜方輝石(12.1%)、褐色角閃石(8.5%)、フェライト(2.0%)となつている。黒雲母：斜方輝石と連晶する。黒雲母が消散して斜方輝石が生成される。この際多量のフェライトを排出する。斜方輝石と連晶しない単独の黒雲母も消散してフェライトを残す傾向がある(第3図の20, 21)。斜長石： $An_{35}$ ,  $An_{39}$ ,  $An_{42}$ ,  $An_{43}$ ,  $An_{45}$ を示している。汚染しているものが多く、その内部に粒状化した黒雲母か或はその残留結晶のフェライトを包有している。斜方輝石：黒雲母が消散して形成されたものである。また黒雲母と連晶する。褐色角閃石を包有するが更にこの褐色角閃石の内部に黒雲母の粒状体を残している(第3図の22)。褐色角閃石が斜方輝石になつた性状は伺い得ない。黒雲母の消散によつて先に褐色角閃石が晶出し更に黒雲母の消散によつて斜方輝石が生成せられたものである。X…無色又は淡灰色、Y…淡灰色又は灰黄色、Z…淡黄色、 $(-)$  2V…50°,  $n_2 \cdots 1.698$ 。褐色角閃石：前述の如く斜方輝石に包有されるか或は単独に存在する。褐色角閃石の内部に更に粒状化黒雲母を包みこんでいる。褐色角閃石の形成には黒雲母がその場にあつて消散して形成されたものであることを示している。X…淡褐色、Y…淡褐色又は褐色、Z…褐色、 $(-)$  2V…60°, 72°,  $c \wedge Z \cdots 15^\circ$ ,  $n_2 \cdots 1.667$ 。フェライト：鱗片状で黒雲母の消散したことを示している。

3. 黒雲母—斜長石—褐色角閃石角閃岩 前記の黒雲母ハイパライトの下盤にある岩石である。黒雲母ハイパライトよりはなれると黒雲母が消失して斜長石—褐色角閃石角閃岩となる。褐色角閃石(55.1%)、斜長石(39.2%)、フェライト(3.6%)、黒雲母(2.1%)となつている。黒雲母ハイパライトとの関係は既述した。褐色角閃石：X…や、濃い灰黄色、Y…灰黄褐色、Z…黄褐色、 $(-)$  2V 65°, 78°,  $n_2 \cdots 1.657 \sim 1.666$ 。大抵の場合に黒雲母の粒状化した微晶及びこれが残したフェライトをその内部にもつている(第3図の16)。斜長石： $An_{31}$ ,  $An_{38}$ ,  $An_{40}$ ,  $An_{50}$ ,  $An_{66}$ を示す。新鮮化して比較的塩基性の斜長石を形成する(第3図の17)。フェライト：鱗片状で黒雲母の消散したことを示している。黒雲母：残晶でX…淡黄色、 $Y \rightleftharpoons Z$ …赤褐色、 $\gamma \cdots 1.620$ 。この黒雲母があとから黒雲母化作用を別の岩体から受けたという証拠は乏しく、黒雲母の存在は、岩石に黒雲母が褐色角閃石に変化する変成作用が抑制されているものと考えられる。

## 5. 総 括

以上に詳述した事実から次の事を明瞭に述べることが出来る。

本地域には比較的低角度の片理をもつた混成岩類、斜長石褐色角閃石角閃岩等があり、黒雲母混成岩類が明瞭に角閃岩にはさまつた如き産状を示している。これらの岩石の片理の方向は日高変成帯の一般的な片理の方向と斜交し、更に部分的にこの黒雲母混成岩類は、南北性の片理を示す運動をうけている。

混成岩類中には、黒雲母—石英—ノーライト、黒雲母ノーライトが形成される。このノーライト類のすぐ周りの岩石は粗粒な含石英—黒雲母—斜方輝石—繊維状角閃石閃緑岩と

なつていて、更にこの岩石はトータル岩質混成岩にとりまかれている。トータル岩質混成岩は、黒雲母混成岩と同時期に黒雲母混成岩質岩石からその上盤側に形成せられた。黒雲母混成岩の下盤側には、黒雲母ハイパライトができています。これらの黒雲母-石英-ノーライト、黒雲母-ノーライト及び黒雲母ハイパライトはいづれも片状-黒雲母ホルンフェルス質岩石から変成した特異な片状の細粒岩を包有している。これらの諸岩石について、いづれも造岩鉱物の輝石-角閃石は、黒雲母が消散してその部分に形成された証拠をよみとることが出来る。一方、黒雲母混成岩、トータル岩質混成岩及びその包有岩類、混成岩類の上盤、下盤にある斜長石-褐色角閃石-角閃岩類は、それぞれ程度に応じて、黒雲母の消散とそれに伴つて角閃石が形成される事実をたしかめることが出来る。斜長石類はこの現象に伴つて汚染し、これが前駆的な現象となり、更に斜長石の汚染の程度及び新鮮化の程度に応じて比較的塩基性の斜長石に再結晶する現象を認めることが出来る。混成岩類のうち下盤にある黒雲母混成岩は、比較的黒雲母の消散する条件に乏しかつた事がわかる。そして部分的に黒雲母が消散して堇青石が形成されている<sup>1)</sup>。混成岩類の上盤に多く産出するトータル岩質混成岩中の黒雲母は、不安定になり繊維状角閃石を形成する。混成岩類の上盤、下盤にある斜長石-角閃岩は上盤のそれは、下盤のそれよりも黒雲母が消散して褐色角閃石を形成する程度が大きい。

黒雲母-石英-ノーライト、黒雲母-ノーライト、黒雲母ハイパライトは、このような一般的な条件下でノーライト類はトータル岩質混成岩中に比較的黒雲母が多く残されて、しかも黒雲母から斜方輝石を主として生ずるような条件におかれた細粒な片状岩を包有して、これを前駆的な変成作用として、黒雲母混成岩質岩石から形成せられた。又黒雲母ハイパライトは、同様に黒雲母混成岩の下盤で比較的黒雲母を多く残し、しかも黒雲母から斜方輝石、褐色角閃石等を形成するような条件を示す細粒な片状岩を包有して黒雲母混成岩質岩石から斜方輝石、単斜輝石が生成し、変成して形成せられた。しかもこれらのノーライト、ハイパライトは、その岩石のうち自体では諸方向に向きをもつ小平面で切断されるような運動をうけて特異なノーライト、ハイパライトに見られる火成岩様の岩石を形成した。このような運動のあらわれ方は、周囲の混成岩、角閃岩類の形成と略同時期である。こゝにその産状と上記の岩石の性状とを照し合わせて、ノーライト、ハイパライトが一種の混成岩に伴う変成作用で形成されるものであることを安全に述べることが出来るであろう。このようなことは別に斑輝岩漿があつて何らかの広義の変成作用で形成されたものと考えよりは事実をよく説明している。又このような現象は混成岩類に伴われる一種のメタプラスティシスといわれるものであり、又混成岩に伴う輝石化作用といわれるべきものである。本地区以外の札幌地域においてこのような現象はしばしば確認される所である。日高変成帯においてこれと類似の現象は舟橋三男<sup>2)</sup>が早くから示した所である。又、混成岩に関連したこれと似た諸岩類の形成について長谷川潔、酒匂純俊<sup>3)</sup>、鈴木守外<sup>4)</sup>が観察した所である。又本地区の他の一部の斑輝岩質岩石の形成について筆者<sup>5)</sup>が述べ

1) 浅井宏：前出，1967.

2) 舟橋三男：北大紀要，Ser.，4，8，1，31～61，1948.

3) 長谷川潔，酒匂純俊：神威岳図巾並びに説明書，開発庁，1958.

4) 鈴木守外：楽古岳図巾並びに説明書，開発庁，1959.

5) 浅井宏：地質，62，727，177～188，1956.

た。一方吉沢甫<sup>1)</sup>は領家帯のノーライトの特異な産状を述べそれがいちじるしくエマネーションをうけていることを記述した。ノーライトの成因につきリード<sup>2)</sup>が詳述し、バート<sup>3)</sup>がこのような岩石の成因のむつかしさについて述べており、又ランペルグ<sup>4)</sup>は黒雲母の消散に関連して他の主要な鉄苔土造岩鉱物の形成される一つの型を示した。又、最近ハラス<sup>5)</sup>も角閃石からの輝石の形成される機構を述べている。一方、角閃石、輝石等に包有される微晶黒雲母をエクソリウションの結果生成されたものとし、この種の岩石の形成機構の複雑さを示している。

## 新 刊 紹 介

**Elements of crystallography and mineralogy.** By F. Alton Wade and R. B. Mattox. 本書は大学の教科書として編集されたもので、次の10章より成る。

1. Introduction, 2. A review of the concept of matter, 3. The crystalline state, 4. The classification of crystals, 5. Crystal chemistry, 6. Physical properties, 7. Chemical properties, 8. Descriptive mineralogy, 9. Economic mineralogy, 10. Genetic mineralogy. Mineral associations, 特に4と8に主力が注がれ、多数の図を用いて簡明に分り易く説明されているので、学生の参考書としても適当である。(本文 332 頁 Harper & Brothers, N. Y., 1960 年発行 \$ 7.50)

[大 森]

**Geology of the industrial rocks and minerals.** By Robert L. Bates.

本書は筆者が Ohio State Uni. で非金属鉱物の応用地質学を講義した経験に基づいて書かれたものであつて、3篇11章より成る。先ず第1篇序説では用語と分類を述べ、次いで第2篇工業用岩石で、火成岩、変成岩及び水成岩を4章に分けて詳細に述べ、第3篇工業用鉱物で、火成鉱物、鉱脈鉱物と交代鉱物、変成鉱物、水成鉱物と硫黄、その他の工業用鉱物を5章に分けて説明している。特に記載は懇切丁寧で、多数の文献が引用されているので重宝である。広く江湖に薦めたい。(本文 441 頁 Harper & Brothers, N. Y., 1960 年発行)

[大 森]

**北海道の地下資源** 北海道開発庁編 本書は次の6章に分けて書かれている。1. 地質鉱床概観, 2. 開発の沿革と概況, 3. 金属資源, 4. 非金属資源, 5. 燃料篇, 6. 将来の展望と問題点。特に3, 4, 5の3章には北海道地下資源の全貌が記され、附録に付された地質図、鉱産図、鉱種別生産統計等と共に極めて有益である。(本文、附録共172頁、通商産業調査会 昭35年発行、頒価1,000円)

[大 森]

- 1) 吉沢甫 : 地球科学, **1**, 11~16, 1949.
- 2) Read, H. H. : Q. J. G. S. **79**, 446~486, 1923.
- 3) Barth T. F. W. : Theoretical petrology, 1951.
- 4) Ramberg, H. : The origin of metamorphic and metasomatic rocks, 1951.
- 5) Parras K. : Bull. Comm. Geol. Finl. **181**, 1~137, 1958.



## 鉱物学及び結晶学

**8327, シリカ同型の高圧領域** Dachille, F, Roy, R.

$\text{SiO}_2$  の高圧型である coesite の発見以来、種々の化合物の高圧型の研究がなされつつある。次の化合物 ( $\text{SiO}_2$ -型に) ついて、6 万バール、 $600^\circ\text{C}$  までの間の P-T 転移をしらべた。 $\text{SiO}_2$  多形,  $\text{BeF}_2$ ,  $\text{AlPO}_4$ ,  $\text{AlAsO}_4$ ,  $\text{AlVO}_4$ ,  $\text{MnAsO}_4$ ,  $\text{GaPO}_4$ ,  $\text{GaAsO}_4$ ,  $\text{GaSbO}_4$ ,  $\text{BPO}_4$ ,  $\text{BVO}_4$ ,  $\text{BaSO}_4$ ,  $\text{FePO}_4$ ,  $\text{FeAsO}_4$ 。  $\text{SiO}_2$  の石英型は  $500^\circ\text{C}$ , 20,400 バールで coesite 型 (比重  $d=2.93$ ,  $a=c=2.16\text{\AA}$ ,  $b=12.39$ ) に,  $\text{BeF}_2$  石英型は  $500^\circ\text{C}$  21,000 バールで coesite 型 ( $n=1.345$ ,  $a=c=6.88\text{\AA}$ ,  $b=11.92$ ) に,  $\text{BPO}_4$  は 46,000 バールの圧力下で低圧型のクリストバル石型から石英型 ( $d=3.05$ ,  $\varepsilon=1.647$ ,  $\omega=1.639$ ,  $a=4.470\text{\AA}$ ,  $c=9.926$ ) に転移する。 $\text{MnPO}_4$ ,  $\text{FePO}_4$ ,  $\text{GaPO}_4$ ,  $\text{AlPO}_4$ , は約  $450^\circ$ , 55,000 バールで石英型から新しい型 (coesite 型ではない, 詳細後報) に変化する。 $\text{AlAsO}_4$ ,  $\text{GaAsO}_4$  は実験の T-P 範囲では新しい高圧型は生じない。又、鱗珪石, クリストバル石からも新しい高圧型は生成されなかつた。(Zeit. Krist., **111**, 451~491, 1959) [長谷川]

**8328, Gonzen 鉱山産マンガン鉱石中の Wiserit, Sussexit 等** Epprecht, W., Schaller, W.T., Vlisidis, A.C.

スイスの Gonzen 鉱山産の繊維状鉱物塊は以前 Wiserit と呼ばれていたが再吟味の結果, これは Sussexit, Wiserit 及び鉱物 "X" の混合であることが明ら

かとなつた。Sussexit の化学式は  $(\text{Mn}_{0.9}\text{Mg}_{0.1})\text{HBO}_3$  に相当し, 比重 3.30, 斜方晶系に属し  $a_0=10.68$ ,  $b_0=12.74$ ,  $c_0=3.24\text{ kx}$  で, 屈折率は  $\alpha=1.670$ ,  $\gamma=1.73$  である。Wiserit は前者と同様  $c$  軸に平行な繊維状を呈し, 化学式は  $4[\text{Mn}_{0.9}(\text{Mg}, \text{Ca})_{0.1}\text{O}] \cdot \text{B}_3\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  に相当し, 正方晶系に属し  $a_0=14.27$ ,  $c_0=3.31$ ,  $\varepsilon=1.700\sim 1.717$ ,  $\omega=1.76$  である。"X" は Wiserit と密接に共生しており, 同様な Mn-硼酸塩と思われ, 単斜晶系に属し (?)  $a_0=11.55$ ,  $b_0=3.4$ ,  $c_0=8.18$ ,  $\beta=109.5^\circ$  で  $\alpha=1.690\sim 1.710$ ,  $\gamma=\text{ca. } 1.76$  である。Wiserit の化学分析の一例は,  $\text{B}_2\text{O}_3$  17.58,  $\text{MgO}$  2.79,  $\text{FeO}$  sp.,  $\text{MnO}$  63.13,  $\text{CaO}$  3.23,  $\text{H}_2\text{O}_{(+)}$  7.85,  $\text{Cl}$  3.02,  $\text{H}_2\text{O}_{(-)}$  0.35,  $\text{R}_2\text{O}_3$  1.00, Unlös. 1.20, 合計 100.15 である。(Schweiz. Min. Pet. Mitteil., **39**, 85~104, 1959) [長谷川]

**8329, New Mexico 産の滴俺紅柱石** Heinrich, E. Wm., Corey, A. F.

New Mexico 州 Rio Arriba County の Kiawa 山腹に露出する Precambrian の碧土質珪岩は縞状構造が発達し, 石英の他に藍晶石, 紅柱石, 赤鉄鉱, 白雲母を含む。この小粒状の紅柱石は肉眼的には緑簾石に似た緑色を帯び, 光学的性質は X: エメラルド緑, Y: 黄緑, Z: 黄金色,  $\alpha=1.649$ ,  $\beta=1.654$ ,  $\gamma=1.662$ ,  $2V=(+)$   $65\sim 70^\circ$ ,  $r\leq v$ 。X 線粉末廻折線は White Mountain 産のマンガン紅柱石のそれと一致している。X 線蛍光分析によれば Mn 3.9, Fe 2.7, Ti 0.8, Zn 0.02, Zr 0.2, Cu 0.04, Ni 0.02, Sr 0.03, Nb 0.01, Y 0.02 % で,  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  中に  $\text{Mn}_2\text{O}_3$  5.6,  $\text{Fe}_2$

$\text{O}_3$  3.0,  $\text{TiO}_2$  1.2% 含むことになる。この紅柱石の特徴ある緑色は  $\text{Fe}^3$  と  $\text{Mn}^{3+}$  の含有に由来するものであろう。紅柱石は藍晶石と同時に生成されたもので、これは紅柱石中に  $\text{Fe}^3$ ,  $\text{Mn}^{3+}$  が入った為に安定領域が狭がり、藍晶石との共生が可能になったものと思われる。原岩は Mn, Fe を含んだカオリン質砂岩で、中程度の変成作用 (kyanite-staurolite subfacies) を蒙ったものである。(Am. Min., 44, 1261-1271, 1959) [長谷川]

### 8330, Dixeyite, 新しい含水珪酸アルミニウム鉱物 Marmo, V.

西アフリカ Sierra Leone の Kanga-ri Hill の角閃岩の matrix 中に無色で等方性を示す方沸石様の粒状鉱物が石英と共生している。化学分析に充分な量の純粋試料は得られなかったが、 $\text{CHBr}_3$ - $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$  重液でこの不明鉱物を選別濃縮したもの (I) と、原岩の角閃岩 (II) の化学分析から、この鉱物の化学成分を算出すると略  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (4-5)\text{SiO}_2 \cdot (3-4)\text{H}_2\text{O}$  に相当している。 $\text{SiO}_2$  (I) 51.72, (II) 51.10,  $\text{TiO}_2$  0.55, 1.91,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  21.15, 13.94,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2.68, 8.31,  $\text{FeO}$  2.76, 7.02,  $\text{MnO}$  0.15, 0.21,  $\text{MgO}$  2.17, 4.53,  $\text{CaO}$  2.56, 4.75,  $\text{Na}_2\text{O}$  0.34, 0.52,  $\text{K}_2\text{O}$  0.32, 0.27,  $\text{P}_2\text{O}_5$  0.45, 0.26,  $\text{H}_2\text{O}_{(+)}$  10.26, 4.74,  $\text{H}_2\text{O}_{(-)}$  5.03, 2.39, 合計 100.14, 99.95%。比重は 2.51-2.52, 屈折率は 1.5057 である。X 線廻折チャートによれば  $d=3.332, 3.09, 2.33$  に強い線がみられる。本鉱物の名称は最初に当地域を調査した F. Dixey 氏に因んだものである。(Schweiz. Min. Petr. Mitteil., 39, 125-132, 1959) [長谷川]

### 8331, Perrierite の結晶構造 Gottardi, G.

Chevkinite と epidote に対する類似性を解析の基礎とした。本鉱物は  $\text{Si}_2\text{O}_7$  に依つて構成されるソロ珪酸塩で正イオンに依る負荷は各  $\text{Si}_3\text{O}_7$  群 1 つに対し 4 つづつ数えられ、Si には直接結びつかない酸素イオンで中和される。即ち b 軸に沿つて 2 種類の Ti-O 四面体の鎖状配列があつてこれ等は又 (001) 面に並行な層を形成する。Ce 原子及び  $\text{Fe}^{2+}$  原子は各々 10 個及び 6 個の酸素原子で取り囲まれている。単位格子中には 2 個の化学式が含まれるので Nettuno 産 perrierite の化学組成は以上のことから次の如くに書かれる。 $(\text{Ce}_{2.31} \text{La}_{0.50} \text{Y}_{0.16} \text{Th}_{0.19} \text{Ca}_{0.53} \text{Na}_{0.31}) (\text{Fe}^{2+}_{0.63} \text{Ca}_{0.34}) (\text{Ti}_{1.48} \text{Fe}^{3+}_{0.19} \text{Mg}_{0.24} \text{Fe}^{2+}_{0.05}) \text{Ti}_2 [\text{O}_4 | (\text{Si}_{1.92} \text{Al}_{0.08}) \text{O}_7]_2$  又これから計算される比重は  $G=4.77$  である。尚、1953 年に本邦河辺村で発見された chevkinite は実は perrierite であろうとの見解が出されていたがこの化学組成は次の如く書き得るものである。 $(\text{Ce}_{1.34} \text{La}_{1.31} \text{Y}_{0.36} \text{Th}_{0.03} \text{Ca}_{0.97}) (\text{Fe}^{2+}_{0.99} \text{Mn}_{0.07}) (\text{Ti}_{0.75} \text{Fe}^{3+}_{0.19} \text{Al}_{1.03} \text{Mg}_{0.06} \text{Mn}_{0.04}) \text{Ti}_2 [\text{O}_4 | (\text{Si}_{1.86} \text{Al}_{0.14}) \text{O}_7]_2$  (Am. Min., 45, 1-14, 1960) [関]

### 8332, 新沸石鉱物 paulingite とこれに共生する erionite 及び毛髪状黄鉄鉱 Kamb, W. B., Oke, W. C

ワシントン州ウィナッチーのコロンビアリヴァ産玄武岩の気泡中に新しい沸石が見出され paulingite と命名された。これは等軸晶系に属し完全な菱形  $12$  面体を為し、透明である。浸液法に依り測定した屈折率は  $n_D^{20} = 1.473 \pm 0.001$  である。又 X 線実験を行ひ、ワイゼンベルグ及びプリセクション写真に依つて単位格子恒数と空間群を求めた所  $a_0 = 35.10 = 0.2 \text{Å}$  と  $\text{O}_h^9 - \text{Im } 3m$  であつた。蛍光分析により化学組成を求めた結果は Ca 及

び K が主なる正イオンであり, Ba, Na も亦存する。Si/Al=3 である。これに随伴する erionite は針状の比較的大きい六角柱状又は纖維状群生をなす。格子恒数は  $a=13.27\pm0.02\text{\AA}$ ,  $c=15.05\pm0.02\text{\AA}$  で空間群は  $D_{6h}^4$  か  $C_{6v}^4$  又は  $D_{3h}^4$  である。また真鍮色線状の鉱物があり、顕微鏡及び X 線に依つて黄鉄鉱なることが確認された。(Am. Min., 45, 79~91, 1960) [関]

### 岩石学及び火山学

#### 8333, Adirondack 山地北西部準片麻岩の増進変成作用と花崗岩化作用

Engel, A. E. J., Engel, C. G.

Adirondack 準片麻岩の鉱物種とその性質は増進変成作用に関係して変化する。New York, Emeryville の最も変質度の低い片麻岩は少量の白雲母と微斜長石を持ち石英、黒雲母、灰曹長石から成る。之の片麻岩をより深所、より高温の変成地域に追跡してゆくと黒雲母と白雲母との反応で柎榴石が生じ  $K_2O$  と  $SiO_2$  とが減少する。Emeryville の 35 哩北東の New York, Colton では変成温度は多分  $600^\circ\text{C}$  に達した。こゝでは最も変質度の低い片麻岩は石英、Ca に富む灰曹長石、黒雲母、柎榴石から成り副成分として K-長石を持つ。この地域全般を通じてミグマタイト及び花崗岩化準片麻岩は K-長石が富加し、黒雲母、柎榴石、斜長石が減少している。Emeryville の準片麻岩中の微斜長石の 1~5% を占める。之の微斜長石は perthitic で 2% の  $Na_2O$  (重量) と 0.2~0.3% の BaO, 300~2600 ppm の K を含む。変成度の上昇と共に格子状双晶が見えなくなり(正長石?)  $Na_2O$  の量が 2.4%

に上昇する。Emeryville-Colton 地域全体を通じて、ミグマタイトと花崗岩化片麻岩中の K-長石は殆んど皆 perthitic 微斜長石で、Na, Ba, Sr の量は互に変化し、又之の中無いものもある。花崗岩化片麻岩中のアルカリの量は各岩体で変化し、又岩体中でも微斜長石とその変斑晶間で変化している。片麻岩中の Pl は平均 Ab73 で岩石の 40% の容積を占め Pl の僅か 5% が albite と pericline 型の双晶をしている。変成度の上昇と共に Pl はその量が増え、結晶が粗くなり双晶したものが増加する。ミグマタイトと花崗岩化片麻岩中の Pl は K-長石の増加と共にその量と Ab 成分が減少する。Emeryville の最も変質度の低い片麻岩では 18% の Al に富んだ緑褐色の黒雲母を含んでいる。変成作用の増加と共に黒雲母はその量が減少し結晶が小さくなり  $Fe_2O_3$ , FeO, OH, Sc, Mn の量が減少する。結晶が大きくなると  $TiO_2$ , MgO, Ba, Cr, F, V, Ca が増加する。柎榴石は変成度の増加と共にその量も増え、MgO, Cr, Ti, V, Zn の量が増える。変成度の増加と共に岩石中に於ける  $SiO_2$  と  $Al_2O_3$  の比、及び Pl に於けるその比は減少する。 $K_2O$  は黒雲母と K-長石中に濃縮し Na は Pl 中に濃縮する。変成度の増加と共に K-長石及び岩石中の  $K_2O/Na_2O$  はその値が小さくなる。(Bull. Geol. Soc. Am. 71, 1~57, 1960) [植田]

#### 8334, 切片染色法に依る火山岩斑晶組成の迅速定量法 Williams, P. L.

著者は Great Basin の第三紀 ignimbrite の研究に於いて斑晶鉱物を迅速に定量せんとし、切片試料を染色して之を双眼顕微鏡中でその容量を求め野外対比を行うのに十分満足すべき結果が得られたと云う。その方法は\* 1) 岩石試料を

5~10mm の厚さに切る。面積は 4~5 cm<sup>2</sup> 位が適当。2) 切片を lap 上で no. 220 の Carborundum で磨く。僅かに weld したものや全然しないものは操作の時石英その他の斑晶が 抜け易いが之を防ぐには磨く前に切片を 10:1 の xylene-canada balsam 液に浸して煮る。3) 切片が冷えた後、磨いた表面を 1 秒間 48% 弗酸に沈漬し直に吸収紙で吸取り、磨いた面を上にして乾かす。4) 乾燥後切片を 30 秒間亜硝酸コバルトソーダ液に漬けて染色する。染色試料の測定は双眼顕微鏡で 9~12 倍に拡大し 10×10mm, 100mm<sup>2</sup> の透明ガラス grid を切片上に直接乗せて行う。25% 又はそれ以上の斑晶を持つ凝灰岩に就き 5 個所の異つた field のものを測定した。30 個の測定試料に就てその組成鉱物の量をコラムで示している。(Am. Jour. Sci., **258**, 148~152, 1960) [植田]

### 8335, CaO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 系と炭酸塩岩類の成因 Wyllie, P. J., Tuttle, O. F.

1000 バール, 600°~1320°C に於ける CaO-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O 系の合成実験を行ない三成分系等温柱 (Ternary isobaric prism, TX prism) を決定した。この圧力下に於て方解石は 1310°C で分解熔融し、ポートルランド石 (portlandite) は 835°C で熔融する。方解石-ポートルランド石系の間には 685°C に二成分系共晶点があり、方解石-水系は 740°C で溶け始める。単変系平衡石灰+方解石+ポートルランド石+液, 方解石+ポートルランド石+液+蒸気は各々 683° と 675°C である。後者には TX prism の最底熔融点があり、この液の組成は 65 CaO, 19 CO<sub>2</sub>, 16 H<sub>2</sub>O である。PT カーブはいくつかの単変系平衡から決定した。

CaO-H<sub>2</sub>O 系に於て単変系カーブは invariant point 810°C, 100 バールの点

で合致する。ポートルランド石はこの点以下の圧力では解離する。三成分系の最底熔融温度は 27~4000 バールの間で 685°C と 640°C の間である。この系の液相液は炭酸塩マグマを単純化したものであり、次の事が考えられる。即ち炭酸塩マグマは火成岩の進入によつて石灰岩の部分熔融又は高度の広域変成作用による不純な石灰岩の部分熔融によつて生じた液であり、方解石、白雲石、菱鉄鉱等の晶出作用によつて生じたものである。又従来この様なマグマはガスによる運搬によつて生じたという説もあるが、系の相関係はこの様な事に否定的である。(Jour. Petrology, **1**, 1~46, 1960) [青木]

### 8336, スケルガード貫入岩体輝石の離溶現象 Bown, M. G., Gay, P.

著者等によつて先に発表された単純結晶 X-線法によつてスケルガード貫入岩体中の輝石の離溶現象の研究を行なつた。layered series の急冷周縁相と 2600m の高さまでの種々のレベルから選んだ 50 個の結果を示し、顕微鏡下で観察した結果と比較した。一般に X-線と鏡下の観察の結果とは良く一致する。新らしく判つた事は、鏡下では判らない離溶現象が X-線法によつて発見する事が出来る。普通輝石の (001) ビジョン輝石離溶片は斜方輝石に転移していない。普通輝石の単一結晶で、(100) ビジョン輝石は斜方輝石に転移しており、又普通輝石と一緒に晶出したビジオン輝石が斜方輝石に転移している場合にも (001) ビジョン輝石は転移していない。(Min. Mag., **32**, 379~388, 1960) [青木]

### 8337, 単斜輝石格子恒数のイオン置換による影響 Brown, G. M.

スケルガード貫入岩体の 11 個の分析した普通輝石と鉄普通輝石を含む 23 個



の単斜輝石のイオン置換によつて単位格子恒数 $b$ と  $a \sin \beta$  の変化について述べている。三主要置換系  $Mg^{2+} : Fe^{2+}$ ,  $Ca^{2+} : Fe^{2+}$ ,  $Ca^{2+} : Mg^{2+}$  に於て  $b$  と  $a \sin \beta$  とイオン置換の関係の変化は規則正しく、各系はすべて直線になる。 $b$  と  $Mg^{2+} : Fe^{2+}$  置換の関係を示すグラフの傾斜は斜方輝石のものと同一である。これら三系列を  $Ca^{2+} : Mg^{2+} : Fe^{2+}$  三角図に示したが、この図から屈折率と光軸角から成分を求めると同様  $b$  と  $a \sin \beta$  から求めることができる。又八面体配位中の  $Al^{3+}$  の置換の量及びその  $b$  の変化についても述べている。なお

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
50.82	2.40	1.88	10.75	0.19	14.36
48.18	1.06	1.46	26.08	0.53	3.52
46.90	2.20	1.66	29.10	0.67	0.58

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
18.12	0.39	0.03	0.96	0.06	99.96
18.90	0.23	0.04	0.70	n d	100.70
18.87	0.32	0.04	0.10	n d	10.044

新らしく分析されたスケルガード貫入岩体の単斜輝石の化学組成を表に示す。

(Am. Min., 45, 15~38, 1960) [青木]

### 8338, 火成岩中の U と Th Lassen, E. S., 3d, Gottfried, D.

西部アメリカの中生代カルク・アルカリ底盤、ハワイとバージニアのソレーアイトマグマ型の火山岩と半深成岩、西部アメリカとハワイのカルク・アルカリ、アルカリ、サブアルカリ火山岩等の 199 個の試料の U と Th 含量を調べた。

底盤を作る岩石は斑禰岩から石英モンゾニー岩と花崗岩まで U と Th の増加を示す。最も極端な分化生成物、主とし

て白雲母石英・モンゾニー岩は石英モンゾニー岩や花崗岩よりも U と Th はずつと少ないが、Th/U はほぼ同じである。火山岩と半深成岩は一般に珪長質になるにつれて Th と U は共に同じ様な増加の傾向を示す。ホノルル火山岩系のアルカリ玄武岩は変化図の右の方に行くにつれて U と Th の不規則な減少を示す。

こゝで研究した各系の苦鉄質から珪長質の岩石まで Th/U は非常に一定している。各系は又多少特長的な Th/U 比を示し、2.5~5 の範囲である。Th, U 含量と Th/U 比のばらつきはマグマの分化作用の複雑なものほど大きくなり、底盤を作り岩石が最もばらつき、珪長質岩より斑禰岩の方が Th/U が低い。

(Am. Jour. Sci., Bradley Vol., 151~169, 1960) [青木]

### 8339, 霞石—透輝石—珪酸系からみた結晶作用の残液の性質 Schairer, J. F., Yorder, H. S. Jr.

霞石—透輝石—珪酸系の相平衡関係の実験を行なった。この系の端成分霞石と珪酸のほゞ中間の曹長石と端成分透輝石を結ぶ系は 2 成分系ではないが、これを境にしてこの系を 2 つの部分、即ち結晶作用の最終産物として完全に結晶した混合物中に固相の 1 つとして珪酸を含む珪酸に富む部分と固相の 1 つとして霞石を含む霞石に富む部分に分ける。霞石—透輝石—珪酸系の最初の相は透輝石(多分アルミナ透輝石固溶体)、複雑な霞石固溶体、カーネギー固溶体、ソーダ斜長石、苦土橄欖石、鱗珪石、クリストバル石である。又硬玉は固相としては現われない。

本系の研究からマグマの分別作用によつて早期晶出鉱物が取去られ、アルカリ・アルミナ珪酸塩に富む残液を生ずるという Bowen の説を支持している。橄欖石と透輝石の間には反応関係が存在してい

る。この反応関係はソレーアイトマグマにおける 橄欖石-紫蘇輝石反応関係と同様に、アルカリ玄武岩マグマに於ては重要である。(Am. Journ. Sci., Bradey Vol., 273~283, 1960) [青木]

## 金属鉱床学

### 8340, 錫石及びその随伴鉱物中の inclusion Little, W. M.

錫鉱床は鉱物中の inclusion の研究には特に適当であり, inclusion としては  $H_2O$  inclusion,  $H_2O-CO_2$  inclusion, 結晶質物と気泡から成る complex inclusion, 電気石・透角閃石・金紅石などの solid inclusion が見られる。世界各地の錫鉱床産の 錫石およびその随伴鉱物 133 試料を, この研究のために考案された特殊の Heating stage を用いて, 加熱しあるいは冷却して倍率 1000 倍程度の鏡下で観察を試みた。

錫鉱床は形態上からは, (1) ベグマタイト型, (2) 正規錫鉱脈, (3) 石灰岩中のスカルン型, (4) Bolivian volcanic type, (5) Mexican volcanic type に分類されるが, これらのうち大多数のベグマタイト質錫鉱床は siliceous melt から形成され, 一部のベグマタイト質鉱床およびその他の 錫鉱床 (Mexican volcanic type は例外の可能性があるが) は水溶液から形成された。この水溶液はガスより液体の性質をもっており, 従つて鉱床は気成鉱床より 熱水鉱床として分類される方がより適当である。熱水性錫鉱床では inclusion の充填温度は  $300^{\circ}\sim 500^{\circ}C$  と考えられる。錫運搬の方法としては alkali-stannate 溶液および alkali thio-stannate 溶液が inclusion data と合致するが, 更に alkali chloro-stannate 溶液, alkali fluo-stannate 溶液

の可能性もある。(Econ. Geol., 55, 485~509, 1960) [山岡]

### 8341, 北米の卑金属硫化鉱石中のニッケル・コパルト・銅・亜鉛・鉛・硫黄含有量 Kilburn L. C.

北米の卑金属硫化鉱山から産する給鉱の  $Co : Ni : Cu : Zn : Pb$  の量比は, 北米の火成岩中の それら金属元素の量比に極めて類似している。従来これらの卑金属硫化鉱石は magmatic origin だとされていたが, この類似性はさらにこの説を支持する結果になる。この場合  $Ni : Cu : Zn, Ni : Zn : Pb$  の量比を三角図表上にプロットすれば, 鉱石は2つの群に分れるが, 火成岩では一つの連続した群を形づくっている。この差異は岩石形成過程は単一であるが, 鉱石形成には早期の分泌期と 後期の熱水期とがあつたことを示している。また  $Cu-Zn, Zn-Pb$  は熱水性硫化鉱石ではあらゆる量比の連続系を形成するが,  $Cu-Pb$  鉱石,  $Cu \cdot Zn \cdot Pb$  の等量鉱石は稀であり, 北米の卑金属硫化鉱石には存在しない。 $Co-Pb$  鉱石,  $Ni-Pb$  鉱石, もしくは  $Co \cdot Zn \cdot Pb, Ni \cdot Zn \cdot Pb$  の等量鉱石も本研究では見られず, 恐らく存在しないと考えられる。

$Cu$  鉱石,  $Cu-Ni$  および  $Cu/Zn$  比の高い鉱石は塩基性乃至中性火成岩と 相関関係があり, 大部分の  $Cu-Zn$  鉱石, すべての  $Zn-Pb$  鉱石は, 酸性火成岩と相関関係のあることを示している。(Econ. Geol., 55, 115~137, 1960) [山岡]

### 8342, Canada, Newcastle, Heath Steel 鉱床の地質, 硫黄同位元素及びその成因 Dechow, E.

当地域の地質は 石英斑岩, 火山岩類及び石英絹雲母片岩 (Ordovician, Tetagouch group) よりなり鉱床は上記片岩

と斑岩の接触部の小褶曲，破碎帯に胚胎する亜鉛・鉛・銅鉱床である。産出鉱物の晶出順序は早期より硫砒鉄鉱，黄鉄鉱，磁鉄鉱，磁硫鉄鉱，錫亜鉛鉱，黄銅鉱，方鉛鉱で，ほかに微量の砒黝銅鉱—黝銅鉱，輝蒼鉛鉱，白鉄鉱，赤鉄鉱及び石墨を産し，後成鉱物としては輝銅鉱，鉍藍及び白鉄鉱が観察される。質量分析によつて 150 個の硫化，硫酸塩鉱物，花崗岩などの  $S^{32}/S^{34}$  を測定した結果，1) 初生鉱化作用と二次富化作用を通じての顕著な差異は認め難く  $S^{32}\cdot S^{34}$  比率範囲が極めて狭い (21.82~22.02)。従つて鉱液の根源は同一のものと思われる。2) 硫化鉱物では  $S^{34}$  の富化が示され，これと石墨が存在する事から有機炭素によつて初生の硫酸塩鉱物の還元が営まれたことが考えられる。3) 鉱床近傍の花崗岩中に含まれる硫化鉱物の  $S^{32}/S^{34}$  は硫化鉱物のそれとは，同比率を示す事から当鉱床は岩漿性熱水起源によるものと推察される。結論として，花崗岩化作用と硫酸塩鉱物の還元，硫化物の流動を経て鉱床が形成され，金属イオンの根源は火山岩中のそれを考える事が可能であろう。(Econ. Geol., 55, 539~556, 1960) [阿部宏]

### 8343, New Mexico, San Juan Basin 南部のウラン鉱床 Hilpert, L. S., Moench, R. H.

当地域のウラン鉱床は次の 3 型に分類する事が出来る。1) Morrison, Entrada 果層 (ジュラ紀), Dakota (白堊紀) の成層面とは，整合的に板状を呈しているもの。2) 褶曲，断層によつて変形された Todilto 石灰岩 (ジュラ紀) を交代鉱染しているもの。3) Morrison 果層中のパイ状角礫質泥岩，砂岩中のもの。産出鉱物は coffinite, uraninite, tyuya-

munite, 炭酸塩鉱物と微量の黄鉄鉱，白鉄鉱，黄銅鉱，方鉛鉱，閃亜鉛鉱及び螢石である。火成活動としては地域東方の第三紀後期より現世に至るものが存在するがこれと鉱床との成因的な因果関係は不明である。更に当地域では a) Entrada, Dakota 砂岩堆積中，b) 第三紀初期～中期，c) 第三紀中～後期に構造運動があり鉱床の分布に直接或は間接的に影響を及ぼしたものは a) に属する構造運動である。前記 3 型のウラン鉱床に於ては種々の相異点が認められるが一般的には同一成因に基づくものと考えられ，恐らく水面下の岩石を通つて循環した溶液によつて現在みられるような鉱床が形成されたものであろう。(Econ. Geol., 55, 429~464, 1960) [阿部宏]

## 石油鉱床学

### 8344, 石油の探査哲学 Harrington, J. W.

石油の探査哲学というのは，石油を発見するために，石油地質家がデータの組立，分析に対して払う論理的思考とでも言うべきものである。必然的に石油地質家は，既知の地域の知識から未知の地域の知識を予想することを必要とする。この推定をより適確にする 2 つの方法が提起される。一つは，砂岩油槽岩に關してで，この場合は，巨視的に一つの岩体は沈積しつつある場のエネルギー勾配に左右されるとみなされる。これは Rich (1951) の提唱した unda, clino, fondo の環境位置から推測することが出来る。純粋に構造的な oil trap が開発しつくされると共に，石油地質家は unda peds から漸次，広域的対比基準の発見され難い，より予知し難い地域の clino beds



の研究へ移らされるであろう。clino zone は沈積の割合が同一でなく、岩相変化が激しく、多くの stratigraphic trap の期待される処である。こゝでは地質家の十分な熟練が、予想を適確にするために要求される。この zone では logic が探査の一つの道具である。clino beds には少くとも、2つの type が認められ、一つは砂岩体で slope の下に線上に位置する。今一つは unda edge から 2~3 哩の処に存在するより細い厚い堆積物で、これは fond bed よりも更に厚く、“馬のしつば” 状に fond につながる。第2は一般的性質の乏しいもので carbonatereef knoll の存在を、沈積地域の海底地形に関する利用し得るデータから推測予想することである。

(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44, 227~234, 1960) [田口]

### 8345, 地質時代堆積盆地の化石包蔵水の化学的変遷 Chave, K. E.

地質時代堆積盆地の岩石中に包蔵される水、即ち堆積当時の海水の化学的性質に関する従来の文献を渉猟し、これらの資料を再吟味し、包蔵水の化学変化過程について幾つかの仮説を論じ、この問題解決への 2~3 の研究方向を指摘した。

従来の文献データは、純粋な包蔵水（他の水がまじらないもの）とみなされるサンプルが得がたいことから、その信頼性に乏しいが、利用し得る最良の分析データを用いて、包蔵水中の Cl, K, Ca, Mg, Sr, Br, I を比較検討した結果、カムブリアン時代から鮮新世までにわたつての試料は、大して差異を示さない。即ち時代的傾向は指摘されない。併し上述の化石包蔵水は現在の海水とは、すべて異なっている。これは地質時代の海水と現在の海水との間に著しい差異がある

のでなく、地質時代の海水が堆積岩中に包蔵された後に変化したものと推測される。その合理的な要因として、化石包蔵水の周囲岩石との作用が挙げられ、化石包蔵水中に濃集している溶解イオンの機構については、現在の知識ではよい説明が得られない。また地質時代海水の沈積当時の化学組成の小さい差異は、堆積後の作用が大きいため、化石包蔵水の研究からは知ることが出来ない。ともかくも、現在迄の資料では化石包蔵水の時代的变化を推定するには、データが余りにも不確実なため、その手がかりを得ることが出来ない。将来の注意深い試料の採取、分析の結果に待つ他ない。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44, 357~370, 1960)

[田口]

### 8346, テキサス州 Hartburg 油田の堆積と構造 Bornhouse, M.

テキサス州の南部ニュートンにある Northwest Hartburg 油田は Oligocene 乃至 Miocene 時代の堆積であつて、Gulf Coast Frio を形成する構造帯の一部で、この油田の種々の構造や堆積について総括して4段階に区分した。第1段階ではこの油田地域は北西に高く南東に緩く傾斜した大陸棚状の状態を示し第2段階では大きい構造的変動によつて Channel の沈降にともない大陸棚の一部に折目が生じ、3哩の距離で約 1000 呎さがる第1段階より急な傾斜状態にかわつた。第3段階では大陸棚の地域に運動にともなう褶曲断層が生じ、部分的に海底浸蝕の影響もあらわれ、第4段階では、この凹凸面の高い部分は浸蝕作用で削られ、新らしく凹みや海峡の部分に堆積が行われて、海底は一応第2段階同様の大陸斜面に似た傾斜面になつた。

(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44, 458~470, 1960) [阿部]



# 投稿規定

投稿者は次の点に注意して下さい。

1. 論文は原則として和文原著とし、原稿用紙に当用漢字を用いて横書、図及び表を含め、刷上りで7頁(7.5ポイント活字)以内にとどまるようにする。7頁を超過した場合には、この超過分の費用は著者の負担とする。
2. 英文原稿の場合には和文に対する超過組料を著者の負担とする。尚、原稿末尾には和文要旨をつける。
3. 図は白紙又は青色印刷の方眼紙に墨又は黒色インクで大きく書き、1/2 又は 1/3 などに縮尺するのに適するよう、文字や記号を大きく書くこと。図の数は出来るだけ少なくすること。
4. 引用文献は頁毎に脚註として次の順序に記すこと(著者、掲載誌又は単行書名、巻、頁、年)。
5. 英文はタイプライトすること。
6. 別刷は希望部数を原稿に指示すること。但し費用は著者の自弁とする。
7. 投稿論文は受付け順に印刷するが、本誌の発行が隔月であるため、なるべく内容に種々のものを入れたいので、必ずしもこの順に依らない場合がある。

## 本誌抄録欄担当者(五十音順)

青木謙一郎	阿部 宏	阿部 正宏	植田 良夫	牛島 信義
大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義礼	今野 弘	島田 昱郎
鈴木 光郎	関 寿和	田口 一雄	竹内 常彦	長谷川修三
山岡 一雄				

昭和 35 年 7 月 20 日 印刷

昭和 35 年 8 月 1 日 発行

発行所 仙台市片平丁 東北大学理学部内  
日本岩石鉱物鉱床学会  
〔電話 仙台 ③ 5111 (内線 311)〕  
編集兼発行者 大 森 啓 一  
印刷所 仙台市堤通 27 〔電話 ③ 2027〕  
笹気出版印刷株式会社  
印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会  
会費払込先 同 上 〔振替 仙台 8825 番〕  
本会会費 一カ年分 500 円 (前納)  
本誌定価 一 部 150 円 (会員外)  
© 1960

The Journal of the Japanese Association  
of  
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists

---

CONTENTS

- Infrared absorptions of feldspars ..... K. Omori
- Chemical compositions of the heated vermiculites from Fukushima  
Prefecture ..... K. Omori and H. Konno
- Glaucophanic amphibole in the weakly metamorphosed schalstein from  
Yanadani-mura, Ehime Prefecture ..... M. Iwasaki
- An orbicular rock in basalt from Mitaki, Sendai ..... K. Uruno
- Minerals from the 4th ore body of the Matsuo mine, especially on the  
cinnabar ..... T. Suzuki
- Clay mineral in green tuff from Yao-machi, Toyama Prefecture .....  
..... S. Kanematsu
- Noritization and hyperitization accompanied with biotite migmatite, at  
the up-stream of Horoman river in southern Hidaka metamorphic  
terrain (II) ..... H. Asai
- Notes and News.
- Announcements from the Association, etc.
- Book reviews.
- Mineral equilibria at low temperature and pressure. By Robert M.  
Garrels, etc.
- Abstracts :
- Mineralogy and crystallography.* High pressure region of the silica isoty-  
pes, etc.
- Petrology and volcanology.* Progressive metamorphism and granitization  
of the major paragneiss, Northwest Adirondack, etc.
- Sci. of metallic deposits.* Inclusions in cassiterite and associated minerals,  
etc.
- Sci. of petroleum deposits.* Philosophy of petroleum exploration, etc.
- 

Published bimonthly by the Association in the Institute of  
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,  
Tohoku University, Sendai, Japan